This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

A propos de ce livre

Ceci est une copie numérique d'un ouvrage conservé depuis des générations dans les rayonnages d'une bibliothèque avant d'être numérisé avec précaution par Google dans le cadre d'un projet visant à permettre aux internautes de découvrir l'ensemble du patrimoine littéraire mondial en ligne.

Ce livre étant relativement ancien, il n'est plus protégé par la loi sur les droits d'auteur et appartient à présent au domaine public. L'expression "appartenir au domaine public" signifie que le livre en question n'a jamais été soumis aux droits d'auteur ou que ses droits légaux sont arrivés à expiration. Les conditions requises pour qu'un livre tombe dans le domaine public peuvent varier d'un pays à l'autre. Les livres libres de droit sont autant de liens avec le passé. Ils sont les témoins de la richesse de notre histoire, de notre patrimoine culturel et de la connaissance humaine et sont trop souvent difficilement accessibles au public.

Les notes de bas de page et autres annotations en marge du texte présentes dans le volume original sont reprises dans ce fichier, comme un souvenir du long chemin parcouru par l'ouvrage depuis la maison d'édition en passant par la bibliothèque pour finalement se retrouver entre vos mains.

Consignes d'utilisation

Google est fier de travailler en partenariat avec des bibliothèques à la numérisation des ouvrages appartenant au domaine public et de les rendre ainsi accessibles à tous. Ces livres sont en effet la propriété de tous et de toutes et nous sommes tout simplement les gardiens de ce patrimoine. Il s'agit toutefois d'un projet coûteux. Par conséquent et en vue de poursuivre la diffusion de ces ressources inépuisables, nous avons pris les dispositions nécessaires afin de prévenir les éventuels abus auxquels pourraient se livrer des sites marchands tiers, notamment en instaurant des contraintes techniques relatives aux requêtes automatisées.

Nous vous demandons également de:

+ *Ne pas utiliser les fichiers à des fins commerciales* Nous avons conçu le programme Google Recherche de Livres à l'usage des particuliers. Nous vous demandons donc d'utiliser uniquement ces fichiers à des fins personnelles. Ils ne sauraient en effet être employés dans un quelconque but commercial.

+ *Ne pas procéder à des requêtes automatisées* N'envoyez aucune requête automatisée quelle qu'elle soit au système Google. Si vous effectuez des recherches concernant les logiciels de traduction, la reconnaissance optique de caractères ou tout autre domaine nécessitant de disposer d'importantes quantités de texte, n'hésitez pas à nous contacter. Nous encourageons pour la réalisation de ce type de travaux l'utilisation des ouvrages et documents appartenant au domaine public et serions heureux de vous être utile.

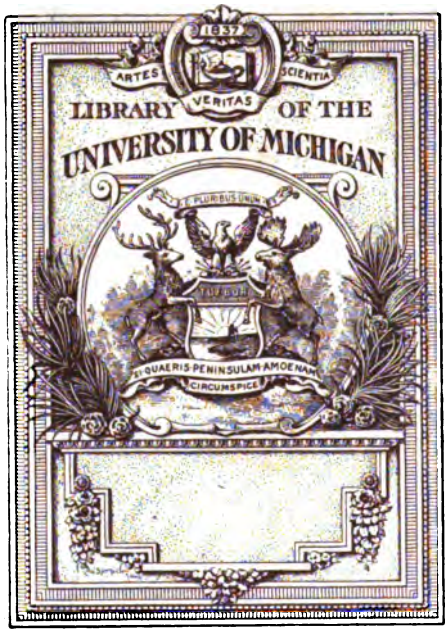
+ *Ne pas supprimer l'attribution* Le filigrane Google contenu dans chaque fichier est indispensable pour informer les internautes de notre projet et leur permettre d'accéder à davantage de documents par l'intermédiaire du Programme Google Recherche de Livres. Ne le supprimez en aucun cas.

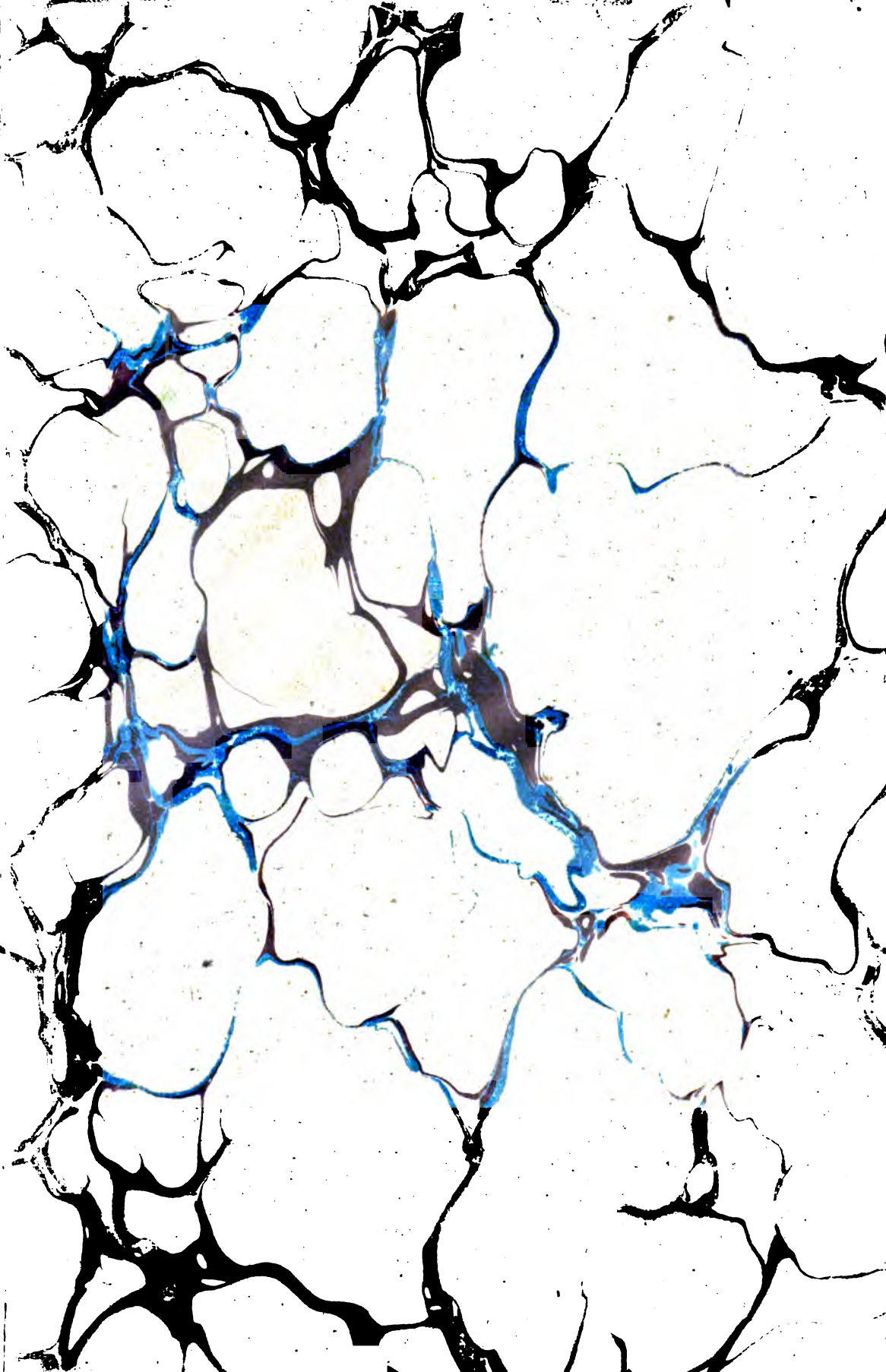
+ *Rester dans la légalité* Quelle que soit l'utilisation que vous comptez faire des fichiers, n'oubliez pas qu'il est de votre responsabilité de veiller à respecter la loi. Si un ouvrage appartient au domaine public américain, n'en déduisez pas pour autant qu'il en va de même dans les autres pays. La durée légale des droits d'auteur d'un livre varie d'un pays à l'autre. Nous ne sommes donc pas en mesure de répertorier les ouvrages dont l'utilisation est autorisée et ceux dont elle ne l'est pas. Ne croyez pas que le simple fait d'afficher un livre sur Google Recherche de Livres signifie que celui-ci peut être utilisé de quelque façon que ce soit dans le monde entier. La condamnation à laquelle vous vous exposeriez en cas de violation des droits d'auteur peut être sévère.

À propos du service Google Recherche de Livres

En favorisant la recherche et l'accès à un nombre croissant de livres disponibles dans de nombreuses langues, dont le français, Google souhaite contribuer à promouvoir la diversité culturelle grâce à Google Recherche de Livres. En effet, le Programme Google Recherche de Livres permet aux internautes de découvrir le patrimoine littéraire mondial, tout en aidant les auteurs et les éditeurs à élargir leur public. Vous pouvez effectuer des recherches en ligne dans le texte intégral de cet ouvrage à l'adresse `http://books.google.com`

B 478199 DUPL


1837
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE



SCIENCE LIBRARY
QE
26
.H37
v.1

ÉMILE HAUG
Professeur à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris

TRAITÉ
DE
GÉOLOGIE

I

Les Phénomènes géologiques

(195 figures et cartes et 71 planches de reproductions photographiques hors texte)

Librairie Armand Colin
Paris, 5, rue de Mézières

TRAITÉ DE GÉOLOGIE

I

Les Phénomènes géologiques

ÉMILE HAUG
Professeur à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris.

TRAITÉ
DE
GÉOLOGIE

I
Les Phénomènes géologiques

(195 figures et cartes et 71 planches de reproductions photographiques)

PARIS
LIBRAIRIE ARMAND COLIN
5, RUE DE MÉZIÈRES, 5
1907

Droits de traduction et de reproduction réservés pour tous pays.

Chaque chapitre est suivi d'une liste bibliographique, donnant les les titres des principaux ouvrages que le lecteur pourra avoir intérêt à consulter. Dans le texte il est renvoyé à ces titres au moyen de numéros placés entre crochets [6], [21]. Les numéros précédés d'un chiffre romain [XII, 12] correspondent à des citations d'ouvrages figurant à la suite du chapitre indiqué par ce chiffre (dans l'espèce : chap. XII, cit. n° 12). Les renvois aux titres cités à la suite de l'Introduction sont précédés d'un zéro [0,22].

Published November 27th, nineteen hundred and seven.
Privilege of Copyright in the United States reserved,
under the Act approved March 3. 1905,
by Max Leclerc and H. Bourrelier, proprietors of Librairie Armand Colin.

TRAITÉ
DE GÉOLOGIE

INTRODUCTION

La Géologie est, par définition, *la Science de la Terre*. Il est peu de sciences qui embrassent un champ aussi vaste, car l'étude de notre planète peut être entreprise à des points de vue très divers. Il importe donc avant tout de préciser celui qui sera le nôtre dans cet ouvrage.

L'étude de la Terre au point de vue *descriptif* peut s'adresser aux éléments qui entrent dans la composition de l'écorce; elle consistera dans l'examen physique et chimique des corps simples ou composés qui se trouvent dans la Nature et qui sont connus sous le nom de minéraux; elle fera l'objet de la Minéralogie, lorsqu'il s'agira de l'étude des minéraux eux-mêmes, de la Pétrographie ou Lithologie, lorsque l'on envisagera les groupements de minéraux qui constituent les roches. Elle peut avoir aussi pour but l'étude de l'agencement des divers éléments constitutifs, qu'ils soient disposés en couches régulières, en coulées, ou en masses compactes. La science qui s'occupe ainsi de la structure de l'écorce terrestre a reçu le nom d'Architectonique ou de Tectonique. L'étude descriptive de la Terre peut enfin avoir en vue le dessin des mers et des continents, les formes du terrain, le tracé des cours d'eau; elle est alors du domaine de la Géographie et constituait *toute* la Géographie physique à une époque encore peu éloignée.

On peut envisager, d'autre part, l'étude de la Terre au point de vue *dynamique*, en traitant des forces qui agissent sur notre Globe et des phénomènes dont la surface terrestre est le théâtre. C'est là le

175897

domaine de la Physique du Globe ou Géophysique, science que l'on a encore appelée Dynamique terrestre ou Géodynamique, et, dans un sens plus restreint, comme nous le verrons plus loin, Géologie dynamique. Cette branche est à la Géologie descriptive ce que la Physiologie est à l'ancienne Zoologie descriptive.

La Géologie peut être abordée aussi à un point de vue *économique*; on étudiera la composition et les conditions de gisement des matières minérales utiles à l'homme : minerais, combustibles, matériaux de construction, etc. Cette branche est devenue aujourd'hui la Géologie appliquée; mais dans l'évolution des sciences elle a précédé la Géologie pure, qui est née à la fin du XVIIIe siècle des observations faites par des praticiens dans les mines de la Saxe et de la Grande-Bretagne.

C'est bien plus tard que la Géologie est entrée dans la voie *historique*, qu'elle s'est proposé pour but de retracer *l'histoire des transformations successives qu'a subies le globe terrestre au cours de son évolution*. La Géologie historique se confond presque avec une science qui a reçu le nom de Stratigraphie, et voici pour quelle raison.

L'écorce terrestre se compose principalement de *strates*, de *couches* superposées, délimitées par des surfaces parallèles. Il est facile de se convaincre que ces lits se sont déposés horizontalement au sein des eaux et il est évident que les couches inférieures sont les plus anciennes, les couches supérieures les plus récentes. Ainsi, dans les environs de Paris, en particulier dans les carrières d'Issy, on observe la superposition du *Calcaire grossier* à l'*Argile plastique*. Le Calcaire grossier est manifestement plus récent que l'Argile plastique; il est, par contre, plus ancien que les sables connus sous la dénomination de *sables de Beauchamp*, qui le recouvrent en beaucoup d'endroits. Un simple examen de la succession des strates nous fournit donc déjà un rudiment de chronologie. Mais nous possédons de plus les moyens de nous renseigner sur les conditions qui ont présidé à la formation de chacune de ces assises successives, et nous pouvons nous assurer que ces conditions ont varié dans le temps pour un point donné.

En effet, les strates, qui prennent une très grande part à la constitution de l'écorce terrestre, ne sont pas formées uniquement de substances minérales, de matières inorganiques; on y rencontre en outre des substances dont l'origine organique est indiscutable. Des lits de charbon s'intercalent au milieu de couches argileuses et siliceuses et le microscope nous y révèle encore des restes de tissus végétaux, les surfaces elles-mêmes portant souvent des empreintes de

feuilles et de tiges. Dans d'autres couches on trouve des coquilles extrêmement voisines de celles des Mollusques marins actuels; c'est le cas par exemple pour les sables de Beauchamp, où le test des Gastéropodes est quelquefois conservé avec les bandes coloriées primitives. Le Calcaire grossier renferme également des coquilles marines, mais ici elles sont fréquemment d'une conservation plus défectueuse, et dans les carrières d'Issy on ne trouve plus guère, dans la masse du calcaire, que les moules internes ou l'empreinte extérieure de la coquille. Le Calcaire grossier, les sables de Beauchamp sont donc des dépôts formés au fond des mers et il en est de même d'une grande partie des couches qui forment l'ossature des continents. Il résulte de cette constatation que l'extension des terres et des mers n'était pas la même à des époques anciennes qui ont précédé la nôtre. Cette notion fut entrevue dès la fin du XVe siècle par Léonard de Vinci, qui, le premier, interpréta les « pétrifications », non plus comme des « jeux de la Nature », mais comme des coquilles d'animaux abandonnés par la mer, alors qu'elle s'étendait au delà de ses limites actuelles.

D'autres couches renferment des Mollusques d'eau douce et se sont formées dans des lacs ou dans des lits de rivières. D'autres encore, comme par exemple les couches qui se trouvent à la base de l'Argile plastique, ont fourni des ossements de Reptiles, d'Oiseaux ou de Mammifères, ayant vécu sur la terre ferme.

On peut faire encore une autre constatation, c'est que tous ces *fossiles* — c'est le nom qu'on leur donne aujourd'hui et qui a remplacé celui de *pétrifications*, autrefois en usage — ressemblent de moins en moins aux êtres actuels, à mesure qu'on les recueille dans des couches plus profondes. Ces divers organismes ne se suivent pas dans un ordre quelconque et la succession des diverses faunes et flores est en général la même dans des régions du Globe souvent très éloignées l'une de l'autre. Les fossiles nous fournissent ainsi un moyen de caractériser les couches, de les *dater*, d'en établir la chronologie. Elles rendent aux géologues les mêmes services que les médailles et les monnaies aux historiens.

Pendant longtemps on s'est contenté de décrire dans chaque région la superposition des assises, de noter leurs caractères lithologiques et les fossiles qu'elles renferment. La Stratigraphie n'était ainsi qu'une sèche nomenclature et la Paléontologie, qui avait pour objet l'étude des êtres disparus, n'avait souvent d'autre ambition que la description des « médailles de la Création ». Mais peu à peu la Géologie stratigraphique tendit vers un but plus élevé, elle s'efforça de réaliser *la reconstitution de l'état physique du Globe à chaque*

période de son histoire, en même temps que la Paléontologie poursuivait, sous l'action vivifiante des doctrines transformistes, *la reconstitution de l'évolution des êtres vivants au cours de ces périodes*. Mais, tandis que les paléontologistes s'adonnent à l'étude de chaque rameau pris isolément, les géologues se préoccupent des modifications que subit, d'une époque à la suivante, *l'ensemble de la faune et de la flore* et ils cherchent à déterminer, pour chaque époque, pour chaque lieu, *les conditions d'existence des êtres vivants*.

C'est cette tâche multiple que la Géologie historique a mission de remplir [1-9]. En vue de l'accomplir, elle s'appuiera sur plusieurs sciences adjuvantes : sur la Pétrographie, sur la Paléontologie et tout particulièrement sur la Géologie dynamique. La Pétrographie et la Paléontologie sont étudiées dans des traités spéciaux [10-13, 14-17]; mais il est nécessaire de placer en tête d'un ouvrage sur les périodes géologiques une série de chapitres où sont étudiées les lois qui régissent les modifications incessantes de la surface terrestre.

La Géologie dynamique traite des phénomènes géologiques. Elle n'est en réalité qu'une branche de la Dynamique terrestre ou Physique du Globe, science consacrée à l'étude des forces qui agissent dans chacune des parties constitutives de notre planète.

On distingue aujourd'hui quatre enveloppes entourant le noyau central de le Terre et grossièrement limitées par des sphères concentriques : une enveloppe externe gazeuse, l'*atmosphère*; une seconde enveloppe liquide, discontinue, l'*hydrosphère*; une enveloppe solide, connue sous le nom de croûte terrestre, ou de *lithosphère*; une couche plus profonde, formée de roches à l'état de fusion ignée, la *pyrosphère*, dont l'existence nous est révélée par les phénomènes volcaniques et que l'on suppose passer insensiblement au noyau central, extrêmement dense, auquel on a quelquefois donné le nom de *barysphère*.

Les phénomènes localisés dans l'atmosphère font l'objet de la Météorologie; ceux qui ont pour théâtre l'hydrosphère sont du domaine de l'Océanographie et de l'Hydrographie; la Géologie dynamique ou Géodynamique se confine à l'étude de la lithosphère et de ses relations avec les autres enveloppes de la Terre. *On peut définir les phénomènes géologiques ceux qui affectent la lithosphère, en modifiant d'une manière quelconque son aspect extérieur ou sa structure interne.* On appelle souvent Géodynamique externe l'étude des réactions de l'atmosphère et de l'hydrosphère sur la lithosphère et Géodynamique interne, l'étude des mouvements de la lithosphère et celle des rapports qui existent entre la pyrosphère et la lithosphère.

Le domaine de la Géodynamique externe est le même que celui d'une branche de la Géographie physique [18-21] pour laquelle les géographes américains ont introduit le nom de Géomorphogénie. Mais tandis que le géographe analyse d'une manière un peu exclusive les formes *actuelles* de la surface terrestre, le géologue envisage, en première ligne, la *succession* des phénomènes qui ont conduit aux formes actuelles et néglige trop souvent les considérations morphologiques. D'ailleurs, les deux sciences tendent aujourd'hui à se mêler intimement, les études de Géographie physique prennent de plus en plus un caractère géologique et la Géologie s'oriente, sous l'impulsion vigoureuse de Suess [22], vers les études régionales.

Dans cet ouvrage, le point de vue historique devra prédominer, aussi prendrons-nous comme fil conducteur, dans la première partie, consacrée aux phénomènes géologiques, non la localisation des phénomènes, mais leur succession dans le temps.

Tout comme l'histoire de l'Humanité, l'histoire de la Terre se subdivise naturellement en *périodes*, qui sont autant de phases de cette histoire. Chacune de ces périodes correspond à un ensemble de phénomènes qui se reproduisent généralement dans un ordre déterminé, de manière à constituer un *cycle*. C'est ce *cycle des phénomènes géologiques* que nous allons tout d'abord retracer dans ses grandes lignes.

---

1. — A. de Lapparent. Traité de Géologie. 5e édit., 3 vol. in-8°, 2 015 p., 833 fig., Paris, 1906.

2. — Herm. Credner. Elemente der Geologie. 8te Aufl., 1 vol. 797 p., 607 fig., Leipzig, 1897.

3. — Neumayr. Erdgeschichte. 2te Aufl., neubearbeitet von V. Uhlig. 2 vol. in-8°, 693 + 706 p., 378 + 495 fig., 20 + 18 pl. Leipzig u. Wien, 1895.

4. — Em. Kayser. Lehrbuch der Geologie. 2te Aufl. 2 vol., 725 + 626 p., 483 + 134 fig., 82 pl. Stuttgart, 1902-1905.

5. — Charles Lyell. Principles of Geology : being an inquiry how far the former changes of the Earth's surface are referable to causes now in operation. 4 vol. in-12, xviii + 406 + 463 + 455 + 456 p., 15 pl., 164 fig. 4th edit. London, 1835.

6. — Sir Archibald Geikie. Text-book of Geology. 4th edit., 2 vol. in-8°, xvii + ix + 1 472 p., 508 fig. London, 1903.

7. — C. F. Parona. Trattato di Geologia, con speciale rigardo alla Geologia d'Italia. 1 vol. in-8°, xv + 731 p., 406 fig., 18 pl., 2 cartes. Milano, 1901-1903.

8. — James D. Dana. Manual of Geology. 4th edit. 1 vol. in-8°, 1 088 p., 1 570 fig., 2 cartes. New-York, 1895.

9. — Th. C. Chamberlin and R. D. Salisbury. Geology. 3 vol. in-8°, xix + xxvi + xi + 654 + 692 + 624 p., 471 + 576 fig., 24 pl. New-York, 1904-1906.

10. — FERD. ZIRKEL. Lehrbuch der Petrographie. 2te Aufl. 3 vol. in-8°, 845 + 941 + p. 833. Leipzig, 1893-94.
11. — H. ROSENBUSCH. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 2 vol. in-8° (en cours). Stuttgart, 1904-1907.
12. — ID. Elemente der Gesteinslehre. 1 vol. in-8°, 543 p., 96 fig. Stuttgart, 1898.
13. — F. RINNE. Étude pratique des roches. Traduit et adapté par L. PERVINQUIÈRE, avec une préface de A. LACROIX. 1 vol. in-32; 674 p., 257 fig Paris, 1905.

14. — ALCIDE D'ORBIGNY. Cours élémentaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphiques. 2 vol. in-18, 299 + 848 p., 628 fig., 17 tabl. Paris, 1849-1852.
15. — KARL A. ZITTEL. Traité de Paléontologie, Trad. CH. BARROIS. 5 vol. in-8°, VIII + 764 + 897 + 894 + 806 + 949 p.; 563 + 1109 + 719 + 590 + 432 fig. Paris, Munich et Leipzic, 1883-1894.
16. — FÉLIX BERNARD. Éléments de Paléontologie. 1 vol. in-8°, 1168 p., 606 fig. Paris, 1895.
17. — G. STEINMANN. Einführung in die Paläontologie. 1 vol. in-8°, 466 p., 818 fig. Leipzig, 1903.

18. — F. VON RICHTHOFEN. Führer für Forschungsreisende. Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der physischen Geographie und Geologie. 1 vol. in-8°, 745 p., 110 fig. Berlin, 1886.
19. — ALBRECHT PENCK. Morphologie der Erdoberfläche. 2 vol. in-8°, XIV + 471 + 696 p., 38 + 29 fig. Stuttgart, 1894.
20. — AL. SUPAN. Grundzüge der physischen Erdkunde. 2te Aufl. 1 vol. in-8°, 706 p., 203 fig., 20 cartes. Leipzig, 1896.
21. — A. DE LAPPARENT. Leçons de Géographie physique. 3e édit., 1 vol. in-8° 728 p., 203 fig., 1 pl. Paris, 1907.

22. — ED. SUESS. La Face de la Terre. Trad. E. DE MARGERIE. 3 vol. in-8°, XV + 835 + 878 + 530 p., 122 + 128 + 194 fig., 2 + 2 + 3 cartes en couleurs. Paris, 1897-1902 (en cours).
23. — L. DE LAUNAY. La Science géologique. 1 vol. in-8°, 751 p., 53 fig., 5 pl. Paris, 1905.

PREMIÈRE PARTIE

LES PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

CHAPITRE I

LE CYCLE DES PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

Exemples de phénomènes géologiques. — Lithogénèse. — Orogénèse. — Glyptogénèse. — Succession des cycles.

Exemples de phénomènes géologiques. — Parmi les phénomènes géologiques, il en est qui de tous temps ont frappé l'imagination des peuples ou qui tout au moins n'ont pas échappé à l'œil des observateurs. Tels sont les éruptions volcaniques, les tremblements de terre, le charriage des limons par les fleuves, la marche des dunes, etc. Mais beaucoup de ces phénomènes sont localisés dans certaines régions en quelque sorte privilégiées; aussi, dans les pays couverts de cultures, dans le voisinage des grandes villes situées dans l'intérieur des terres, loin des côtes battues par les flots, loin des massifs montagneux qui portent des glaciers, loin des pays volcaniques, l'attention n'est-elle guère retenue par la marche des phénomènes géologiques.

Rendons-nous par contre dans la haute montagne, dans certaines régions des Alpes, par exemple; là il nous est impossible d'échapper à l'impression grandiose qu'exercent sur nous les plus imposantes manifestations des forces de la Nature. Partout nous rencontrons les traces de phénomènes géologiques dont nous pouvons saisir immédiatement les effets.

Nous remarquons d'abord, sur presque toutes les pentes, de grands amas d'*éboulis*, alimentés constamment par des chutes de pierres; ailleurs ce sont des accumulations énormes de blocs épars, souvent de taille gigantesque, résultant de ce que, à un moment donné, de grands pans de rochers, voire des montagnes entières, comme dans les *éboulements* tristement célèbres de Servoz, en Savoie (1751) (pl. I), de Goldau (1806), d'Elm (1881), en Suisse, se sont détachés d'un seul coup et ont répandu en quelques instants un

manteau détritique sur de vastes surfaces précédemment couvertes de végétation ou même sur des lieux habités par l'homme. L'effet géologique évident de ces catastrophes consiste dans le transport, sur les pentes et jusque dans le fond des vallées, de matériaux arrachés aux régions élevées.

Dans le cas précédent, les éboulis sont déplacés par la simple action de la pesanteur; il est manifeste que cette action se trouvera considérablement renforcée par l'intervention des innombrables filets d'eau que nous voyons ruisseler sur les pentes et tomber en cascades les jours de forte pluie ou au moment de la chute des neiges. Le phénomène est particulièrement grandiose dans le *bassin de réception* des *torrents*, où l'attaque énergique de la montagne par les eaux sauvages se produit sous nos yeux; nous pouvons assister ensuite, après les pluies d'orage, à l'entraînement tumultueux des matériaux meubles par le *chenal d'écoulement* et, enfin, nous voyons ces matériaux s'étaler sur le flanc de la vallée, en formant un *vaste cône de déjection*, disposé en éventail.

Les *glaciers* transportent également, mais avec une excessive lenteur, des roches détachées des cimes environnantes, ils les poussent en avant et les accumulent à leur extrémité inférieure sous la forme de *moraines frontales*.

Dans chacun des trois phénomènes dont nous venons d'indiquer sommairement la marche, éboulements, actions torrentielles et glaciaires, le résultat final est le même, c'est le *transport*, dans la vallée, de matériaux meubles provenant des régions élevées et ensuite leur *dépôt* sous la forme de sédiments.

Le cours d'eau qui coule dans la vallée entraîne vers l'aval les éléments détritiques que les éboulements, les torrents, les glaciers y ont accumulés; il les charrie, tout en les roulant, les calibrant, les arrondissant, jusque dans la plaine, abandonnant en route les plus volumineux et se chargeant de matériaux nouveaux empruntés à ses berges. Nous le suivons dans la plaine et nous le voyons couler paresseusement, en décrivant des méandres, et, lors des grandes crues, déposer encore des masses considérables d'alluvions. En même temps, il entraîne à l'état de suspension un fin limon provenant de la trituration des roches les moins résistantes, et ce limon se dépose dans les parties du cours où la vitesse des eaux devient relativement faible.

En se jetant dans la mer, le cours d'eau, devenu fleuve, dépose immédiatement les sables ou les graviers qu'il charriait, en formant un *delta*, ou bien, dans le cas des côtes abruptes et soumises au

Cliché Paul Corbin.

LA CRÊTE DES FIZ ET LE COL DU DÉROCHOIR vus de l'usine de Chedde (Haute-Savoie).
Grès verts de l'Albien sur les calcaires massifs de l'Urgonien. Éboulement descendu du Dérochoir jusqu'à l'Arve.

UofM

régime des marées, il débouche par un *estuaire*, en avant duquel il abandonne aussitôt une partie du limon qu'il portait en suspension, tandis que le reste est entraîné à une certaine distance de l'embouchure et ne tombe que lentement au fond de la mer.

La partie inférieure du cours du fleuve et son embouchure sont donc aussi le théâtre d'une *sédimentation* intense.

Si nous nous rendons dans une région désertique, là encore nous voyons se produire sur une vaste échelle les phénomènes de désagrégation, de transport et de sédimentation. Les roches sont soumises, par suite du refroidissement nocturne et de l'insolation diurne, à des variations de température extrêmement brusques, qui déterminent leur éclatement. Après une desquamation préalable, les plus compactes, telles que les calcaires, les basaltes, les silex, sont débitées en éclats anguleux; les grès sont transformés en sables, les granites en arènes. Le vent s'empare immédiatement des produits de cette désagrégation; le sable est mis en mouvement et fonctionne désormais comme agent de polissage et de corrosion; il transforme les cailloux épars en galets à facettes et grave de profonds sillons dans les parois des falaises. En même temps, le vent remplit la fonction d'agent de transport; il pousse devant lui des accumulations de sable analogues aux dunes marines et ce phénomène aboutit nécessairement à la formation d'un dépôt que l'on peut qualifier d' « éolien ».

Transportons-nous maintenant sur le bord de la mer, sur une côte formée par une falaise abrupte. A marée haute, les vagues viennent déferler avec fracas contre le pied de la falaise, qui, minée par la base, s'effondre en tranches successives et recule ainsi graduellement, tandis qu'il se forme un peu au-dessus du niveau des plus basses mers une plate-forme littorale. Le flot s'empare des blocs éboulés, les projette comme une mitraille contre le rivage et les transforme peu à peu, suivant leur nature, en galets arrondis, en sable ou en vase. Des courants charrient les galets et les sables parallèlement à la côte et les déposent, en des endroits dont la configuration permet leur arrêt, sous la forme de levées de galets, de plages de sable. Quant à la vase, elle reste en suspension dans l'eau de mer pendant quelque temps, puis elle se dépose, soit au large, soit dans une anse abritée, se mêlant souvent à la vase apportée par les fleuves. Nous observons donc encore, sur le littoral, des phénomènes de destruction, de transport et de sédimentation.

Enfin, lisons les récits des anciens navigateurs dans les mers de l'Océanie ou les mémoires consacrés par des explorateurs modernes,

tels que Darwin, J. Dana, Al. Agassiz, à l'étude des abords de la Floride, ou à la côte nord-est de l'Australie, ou aux îles de la Polynésie. Nous apprenons que les rivages de ces terres sont bordés de récifs coralliens, qui forment aussi quelquefois une barrière à une certaine distance de la côte. Ces récifs sont édifiés par des Madréporaires et autres Anthozoaires vivant en colonies et sécrétant des polypiers, composés de carbonate de chaux. La vague vient s'y briser; lors des tempêtes, elle arrache les parties les plus exposées, elle triture les polypiers, les transforme en un sable corallien et les particules les plus ténues restent un certain temps en suspension dans les eaux, à la manière des boues inorganiques, blanchissant la mer aux abords des récifs, de sorte que l'on a pu parler du « lait du corail ». En tombant au fond, ces particules forment, au large des constructions coralliennes, un dépôt de vase calcaire extrêmement fin et homogène. Voici donc un exemple de sédiment dont les éléments proviennent exclusivement de l'activité d'êtres organisés.

Lithogénèse. — Que la sédimentation marine soit due à l'intervention des organismes, qu'elle soit en relation avec l'action des vagues sur les roches du littoral, qu'elle soit alimentée par l'apport des fleuves ou des glaciers qui débouchent directement dans la mer, ou encore par des projections volcaniques ou des poussières cosmiques, soit, enfin, qu'elle ait lieu par précipitation chimique des sels contenus en dissolution dans les eaux marines, elle se traduit toujours par la formation d'un *dépôt* ou *sédiment*, qui vient tapisser le fond de la mer. De même, la sédimentation continentale, quelle que soit l'origine première des matériaux qui y prennent part, se manifeste par la formation de dépôts recouvrant les plaines, encombrant le lit des cours d'eau, encroûtant les pentes des montagnes, ou tapissant le fond des lacs.

Parmi les dépôts marins, ceux qui se forment sur le littoral, au-dessus de la limite inférieure des basses mers, sont seuls accessibles à l'observation directe; quant à ceux qui se sont effectués au large, c'est uniquement par des dragages que nous pouvons apprendre à les connaître et c'est seulement dans les quarante dernières années que des croisières, organisées par les gouvernements de tous les pays civilisés et parmi lesquelles il convient de mettre celle du *Challenger* (1873-76) au tout premier plan, ont fait connaître, au moins dans leurs grandes lignes, la nature et la distribution des sédiments qui occupent le fond des océans. On a constaté ainsi l'existence d'une ceinture de dépôts vaseux sur tout le pourtour des con-

tinents, jusqu'à une distance variable des côtes, et l'analogie est grande entre ces dépôts et les argiles, les marnes, qui comptent parmi les terrains les plus répandus à la surface de la Terre.

La ressemblance n'est pas moindre entre les vases calcaires, les brèches coralliennes qui entourent les récifs et certaines craies, certains tuffeaux, et, depuis longtemps, les géologues ont été amenés au résultat que les grès ne sont autre chose que des sables agglutinés, que les poudingues sont des amas de galets cimentés. L'origine marine de la plupart de ces roches résulte déjà de leur analogie avec les sédiments des mers actuelles, mais cette origine est mise entièrement hors de doute par la présence de *fossiles* marins, tels que coquilles de Mollusques, squelettes de Poissons, carapaces d'Oursins, etc. Certes il existe aussi des argiles, des grès, des calcaires d'origine lacustre, des poudingues d'origine fluviatile, mais leur importance est minime, comparée à celle des dépôts marins, et l'on peut affirmer qu'une très grande partie des terrains formant l'ossature des continents est constituée par des roches sédimentaires d'origine marine.

Si les roches sédimentaires ne sont pas tout à fait identiques aux dépôts formés aujourd'hui par les eaux et si elles en diffèrent surtout par leur degré de cohésion, cela tient à ce que, postérieurement à leur dépôt, elles ont subi des modifications physiques et chimiques souvent intenses, sous l'action des pressions énergiques auxquelles elles se sont trouvées soumises ou encore par suite du fait qu'elles ont été imbibées par des eaux thermales chargées de principes minéralisateurs. Les calcaires ont été ainsi transformés en marbres, les argiles en schistes argileux ou en schistes cristallins. L'ensemble de ces transformations est connu sous le nom de *métamorphisme*. Les roches métamorphiques occupent à la surface du Globe une surface au moins égale à celle des roches sédimentaires non modifiées.

Les roches d'origine marine, métamorphisées ou non, se rencontrent non seulement dans des plaines qui ont pu être exondées par de faibles oscillations du sol, mais encore et surtout dans des chaînes de montagnes élevées, où l'on recueille des restes d'animaux marins à des altitudes de plusieurs milliers de mètres, comme par exemple aux Diablerets, dans les Alpes vaudoises, où des coquilles de Mollusques marins et des Nummulites ont été trouvées entre 3 200 et 3 300 mètres d'altitude. Il est donc manifeste que des roches sédimentaires ont été d'abord soustraites au milieu marin, dans lequel elles s'étaient formées, puis soulevées à des hauteurs très considé-

rables par des mouvements de l'écorce terrestre, de manière à constituer des massifs montagneux.

C'est un tout autre ordre de phénomènes que nous allons maintenant aborder.

Orogénèse. — La phase pendant laquelle les sédiments se déposent au fond des mers peut être considérée comme une période pendant laquelle se sont élaborés les matériaux qui serviront à l'édification des chaînes de montagnes. On lui a donné le nom de phase de *lithogénèse*, par opposition à la phase d'*orogénèse*, qu'elle précède nécessairement et au cours de laquelle s'édifient les reliefs de l'écorce terrestre.

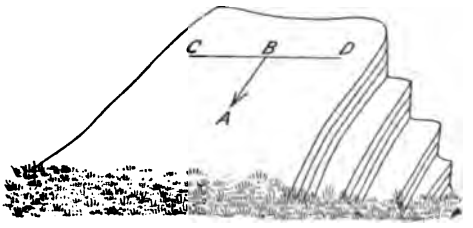


Fig. 1. — Couches redressées. *A B*, ligne de plus forte pente donnant leur *inclinaison* ou *pendage*; *C D*, *direction* des couches.

Si l'on veut se rendre compte de la nature des phénomènes qui ont porté les sédiments à l'altitude des massifs montagneux, il est nécessaire de se familiariser avec une particularité que présentent tous les dépôts formés dans des eaux tranquilles. Il est facile de constater qu'ils sont disposés suivant des couches horizontales, séparées les unes des autres par des *plans de stratifications* parallèles entre eux; on dit que ces dépôts sont stratifiés. La stratification est particulièrement bien visible quand la nature des dépôts se modifie dans le sens vertical et surtout lorsque les modifications se produisent brusquement, lorsque, par exemple, une couche calcaire succède sans transition à une couche argileuse[1]. Toutes les fois que des couches ou strates présenteront une certaine inclinaison, sans qu'il soit possible d'attribuer cette inclinaison à une sédimentation torrentielle, on devra en conclure que ces couches ont été relevées, redressées par une action mécanique postérieure à leur formation[2]. Souvent l'inclinaison des strates[3] est très considérable (fig. 1), elle peut atteindre la verticale et peut même la dépasser. On dit alors que les

1. L'épaisseur d'une couche doit être mesurée, bien entendu, suivant une perpendiculaire au plan de stratification.

2. Cette notion de l'horizontalité primitive des dépôts est due à Sténon [1], qui dès 1669 attribuait « aux feux souterrains » les changements dans l'inclinaison des strates.

3. L'*inclinaison* ou *pendage* d'une couche est l'angle que fait avec un plan horizontal sa ligne de plus forte pente (fig. 1, *A B*), qui est elle-même perpendiculaire à la *direction* (fig. 1, *C D*).

couches sont renversées. Dans des régions très étendues elles sont partout fortement ondulées ou énergiquement plissées, de manière à présenter des plis concaves — que l'on désigne sous le nom de *synclinaux* — et des plis convexes — connus sous le nom d'*anticlinaux*.

La chaîne du Jura nous fournit un exemple classique de région plissée (fig. 2); comme, en beaucoup de points, la surface des couches s'y confond avec la surface du terrain, il en résulte que les synclinaux correspondent à de longues vallées longitudinales, telles que le val de Travers, et que les anticlinaux se traduisent par des chaînes parallèles en forme de voûtes.

On n'a jamais pu *observer* directement les mouvements du sol qui ont produit le relèvement des couches ou qui ont donné lieu aux plissements, on constate le résultat mécanique, mais on ne peut assister au phénomène lui-même; pour expliquer le mécanisme du plissement on a dû avoir recours à la méthode expérimentale. En soumettant des matières plastiques, disposées suivant des lits parallèles, à une compression latérale, on est arrivé à reproduire des plis anticlinaux et synclinaux et l'on a été conduit à envisager les chaînes de montagnes plissées comme le résultat de l'écrasement de zones déterminées, sous l'action de pressions latérales.

Mais revenons à des faits d'observation. Dans les régions plissées il est rare que les couches aient conservé partout une parfaite continuité, il s'est produit fréquemment des ruptures, des fractures, résultant du manque de plasticité des couches; ou encore, par suite de tassements, d'effondrements sous l'influence de la pesanteur, des voussoirs se sont affaissés suivant des cassures verticales que l'on désigne sous le nom de *failles*.

Les réseaux de fractures constituent des zones de moindre résistance et c'est le long des grandes

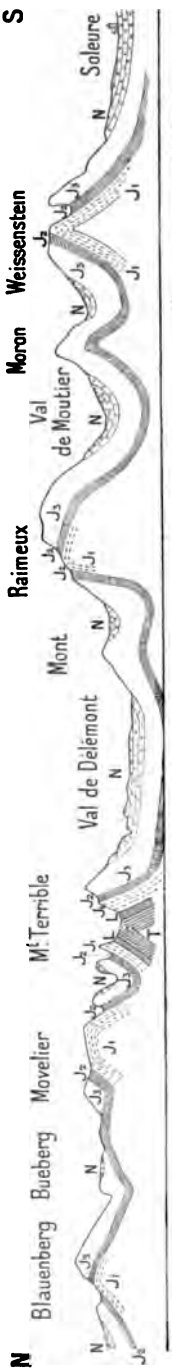


Fig. 2. — Coupe à travers le Jura bernois et soleurois montrant des alternances de plis anticlinaux et synclinaux (d'après J.-B. Greppin).
T, Trias; L, Lias; J_1, J_2, J_3, Jurassique inférieur, moyen et supérieur; N, Néogène.

failles linéaires ou sur le bord de cassures circulaires que se trouvent très souvent les cheminées de sortie des matières fluides provenant de l'intérieur de la Terre, c'est-à-dire les *volcans*. En même temps, les champs de fracture sont le siège d'ébranlements du sol, qui se produisent à intervalles irréguliers et sont connus sous le nom de *tremblements de terre*.

Le phénomène volcanique, qui consiste en émission de matières gazeuses, projection de matériaux solides et déversement, sous forme de coulées, de roches en fusion, est le dernier terme de la série des phénomènes constituant la phase d'orogénèse.

Glyptogénèse. — Sitôt que, sous l'action de causes dynamiques internes, des reliefs apparaissent à la surface d'un continent, ces reliefs se trouvent soumis à l'action des agents dynamiques externes, en particulier des agents atmosphériques. Les variations de température désagrègent les roches, les eaux chargées d'acide carbonique les dissolvent, le ruissellement entraîne les particules meubles et les substances dissoutes, les torrents et les rivières entament profondément les flancs des montagnes, et toutes ces forces réunies modifient totalement la forme des reliefs et donnent au terrain son *modelé*. C'est une nouvelle phase dans la succession des phénomènes géologiques qui commence, la phase de *glyptogénèse* [9]. Nous sommes ainsi revenus à notre point de départ, nous voyons entrer en jeu les mêmes agents qui, au début du cycle, préparaient les matériaux de la sédimentation. Le cycle se trouve fermé.

Dans les régions tempérées, le modelé est l'œuvre combinée des agents atmosphériques et des eaux courantes.

Les cours d'eau, ainsi que nous le verrons plus tard, possèdent une tendance à régulariser leur lit en l'affouillant de l'aval vers l'amont, en entamant de plus en plus le flanc des montagnes. Si deux cours d'eau torrentiels travaillent ainsi en sens contraire, sur deux versants séparés par une crête, leurs bassins de réception entreront bientôt en contact, la ligne de partage s'abaissera graduellement et il se formera un col, puis un simple seuil, mettant en communication les deux vallées. Un réseau complexe de torrents et de rivières finira par débiter tout le massif montagneux en un groupe de monticules isolés, séparés par des vallées à fond plat.

Les monticules, témoins de l'ancien relief et dénommés pour cette raison *buttes-témoins*, ou simplement *témoins*, seront à leur tour attaqués par le ruissellement et par les eaux courantes; leur masse diminuera sans cesse, grâce à l'entraînement dans les vallées des

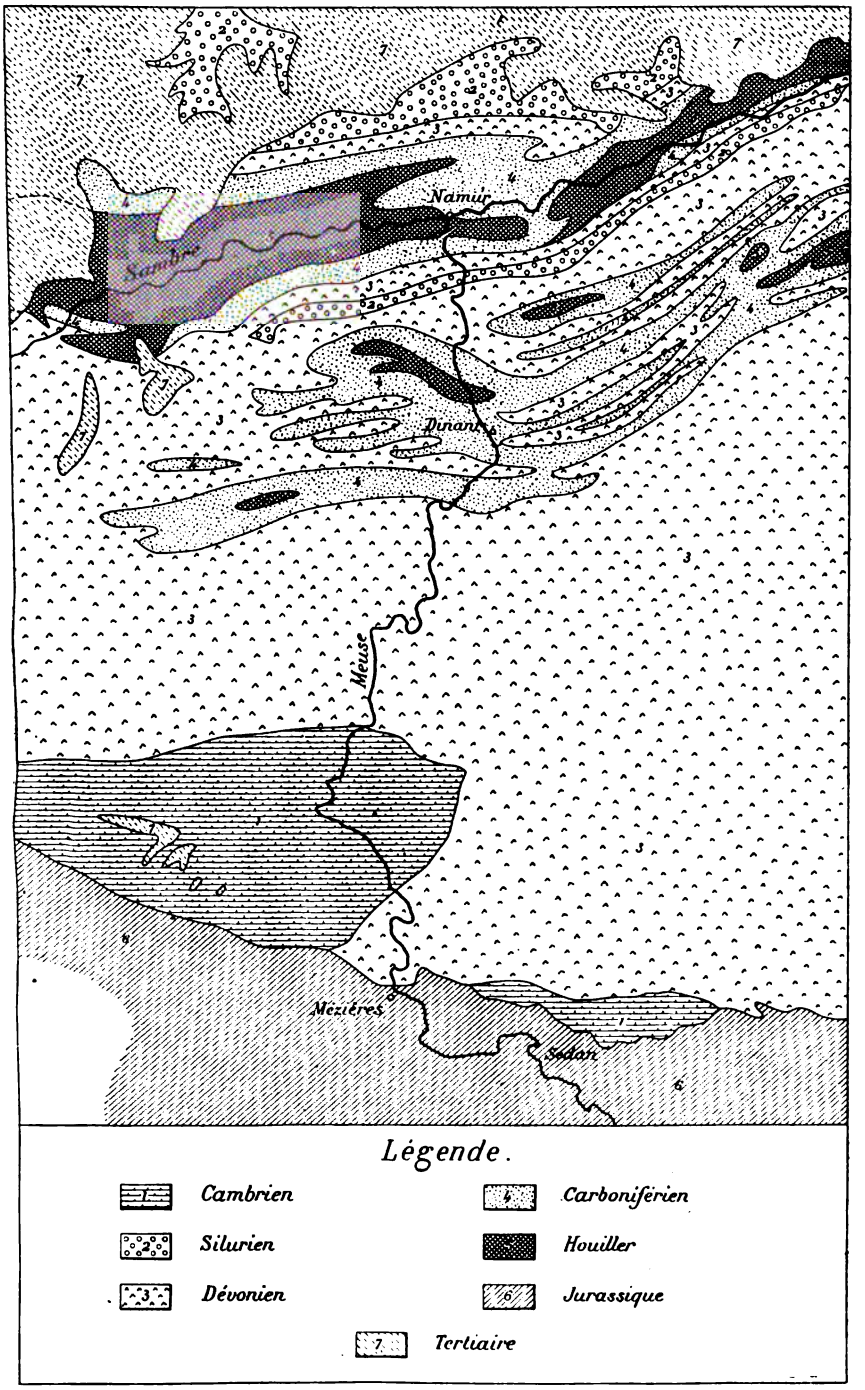


Fig. 3. — Exemple de carte géologique : la région des Plateaux primaires entre Namur et Mézières, d'après la Carte géologique de la France à 1 : 1 000 000. (Figure extraite de O. Barré, *L'Architecture du sol de la France.*)

parties ameublies par la désagrégation. Le relief s'atténuera de plus en plus et la région se trouvera transformée en une surface presque plane, en une *pénéplaine*, comme disent les auteurs américains. C'est là le terme final de l'action des eaux courantes.

Dans les régions désertiques, le même rôle est dévolu aux sables poussés par le vent. Les phénomènes de corrosion aboutissent, comme les phénomènes d'érosion, à la destruction des reliefs.

Dans les régions polaires et dans les hautes montagnes, par contre, les glaciers, tout en surcreusant localement les thalwegs des vallées, protègent de l'action des eaux courantes les surfaces qu'ils recouvrent.

Grâce aux multiples agents de dénudation, des couches profondes sont amenées au jour et c'est ainsi que se produisent les *zones d'affleurement* de terrains d'âge différent, qui donnent souvent aux cartes géologiques un aspect des plus bariolés (fig. 3).

Succession des cycles. — Supposons maintenant qu'une pénéplaine subisse dans son ensemble un affaissement et qu'elle soit envahie par la mer, que, suivant l'expression consacrée, elle devienne le théâtre d'une *transgression* marine, sur son emplacement, le fond de la mer sera le siège de nouveaux phénomènes de sédimentation, une nouvelle phase de lithogénèse commencera et un nouveau cycle succédera au premier.

L'histoire géologique de notre planète n'est pas autre chose que l'histoire de ces cycles successifs. Chaque grand cycle correspond à une division de premier ordre dans la succession des temps géologiques.

Ainsi, les temps *primaires* furent marqués, dans une grande partie de l'Europe, par une sédimentation très active, suivie de mouvements orogéniques intenses et d'une période de dénudation consécutive. Au début des temps *secondaires*, la mer envahit les régions antérieurement plissées et de puissantes masses de sédiments se déposèrent *en discordance* sur les terrains primaires (pl. II, 1). De même, la limite entre les temps secondaires et *tertiaires* correspond à une émersion temporaire des mêmes régions. Trois grands cycles de premier ordre se sont donc succédé en Europe depuis le moment où se déposèrent les premiers sédiments renfermant des fossiles reconnaissables, et il est aujourd'hui établi que plusieurs cycles de même durée ont précédé les temps primaires (fig. 4; pl. II, 2). Rien ne permet d'affirmer que le plus ancien cycle connu soit réellement le premier. De même, rien n'autorise à penser que le cycle actuel sera le dernier dans l'histoire de la Terre.

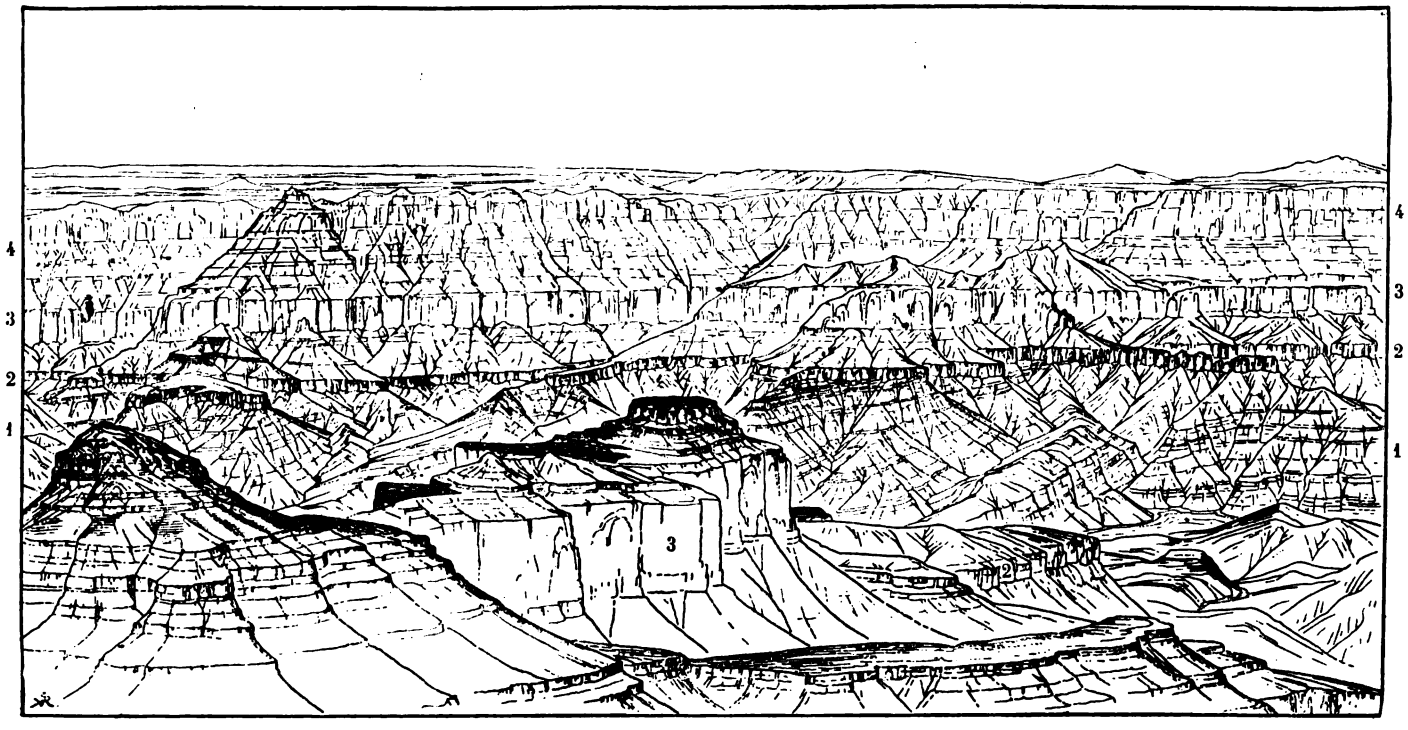


Fig. 4. — Discordance des terrains paléozoïques sur les formations antérieures, Grand Cañon du Colorado, d'après W. H. Holmes, *in* Dutton. (Figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II.)

La vue, prise de Cape Final, à l'extrémité sud-est du Kaibab Plateau, regarde vers l'E. A gauche, confluent du Little Colorado; à l'horizon (dr.), montagnes volcaniques du centre de l'Arizona. — 1, Algonkien; 2, Cambrien; 3, Carbonifère inférieur; 4, Carbonifère supérieur.

Cliché A. Bigot.

DISCORDANCE DES DÉPÔTS OOLITHIQUES INFÉRIEURS HORIZONTAUX SUR LES GRÈS DE MAY ORDOVICIENS REDRESSÉS.
May (Calvados).

Cliché du Laboratoire de Géologie de la Sorbonne.

DISCORDANCE DU GRÈS ARMORICAIN (ORDOVICIEN) SUR LES PHYLLADES DE SAINT-LÔ (ALGONKIEN).
Mortain (Manche).

UCF

Cette notion, en apparence si moderne, d'un perpétuel recommencement, d'un Éternel Retour (Nietzsche), fut entrevue dès la fin du XVIIIe siècle par le géologue écossais James Hutton, auteur d'une « Théorie de la Terre », publiée en 1799 [2].

La tentative de synthèse de Hutton était prématurée, aussi les conclusions n'en furent-elles pas adoptées par les générations suivantes, d'une tournure d'esprit beaucoup plus analytique. En poussant jusqu'à l'extrême la dissection des couches géologiques, les stratigraphes du XIXe siècle perdirent trop souvent de vue les conditions génétiques. Mais lorsque, sous l'impulsion des doctrines darwiniennes, la théorie des cataclysmes et des créations successives fit place aux idées évolutionnistes, la notion des cycles reparut, appuyée cette fois-ci sur des données paléontologiques qui faisaient encore défaut à l'époque de Hutton.

On avait constaté qu'à chaque grande période géologique correspondait un ensemble de faunes et de flores différant d'une manière plus ou moins complète des faunes et des flores de la période précédente et de la période suivante. Avec Cuvier [5], on avait conclu à des révolutions du Globe qui auraient anéanti la vie à la fin de chaque grande période. Les apparitions d'organismes nouveaux au début de la période suivante étaient attribuées à des créations successives. On admet aujourd'hui, surtout depuis les beaux travaux de Neumayr [6], qu'il s'agit en réalité d'immigrations de types nouveaux, *cryptogènes*, c'est-à-dire originaires de mers dont les dépôts ne sont pas accessibles à notre investigation.

Chaque grande transgression marine, marquant le début d'un nouveau cycle, coïncide avec une arrivée de types cryptogènes, avec un renouvellement de la faune marine, et c'est ainsi que la division des temps géologiques en périodes perd de plus en plus son caractère local et arbitraire pour acquérir une réelle valeur philosophique [9].

Le tableau ci-contre donne les grandes lignes de la division des temps géologiques en ères, périodes, époques, etc. Les principes de la nomenclature seront donnés dans un chapitre ultérieur.

Tableau sommaire des périodes géologiques.

ÈRE QUATERNAIRE.	Période actuelle.	
	Période glaciaire (Pléistocène [1]).	
ÈRE TERTIAIRE OU CÉNOZOÏQUE.	Période méditerranéenne ou néogène (Miocène et Pliocène).	
	Période nummulitique ou paléogène (Éogène; Éocène et Oligocène).	
ÈRE SECONDAIRE OU MÉSOZOÏQUE.	Période crétacée (crétacique).	
	Période jurassique	sous-période oolithique.
		sous-période liasique.
	Période triasique (Trias).	
ÈRE PRIMAIRE OU PALÉOZOÏQUE.	Période permienne (Dyas).	
	Période carbonifère (carbonique).	
	Période dévonienne (dévonique)	
	Période silurienne (silurique)	sous-période gothlandienne.
		sous-période ordovicienne.
	Période cambrienne.	
ÈRE AGNOTOZOÏQUE.	Période algonkienne (Précambrien).	
	Période archéenne (Laurentien et Ontarien).	

---

1. — STENO. De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus. 1 vol. in-4°, Florentiæ, 1669.

2. — JAMES HUTTON. Theory of the Earth with proofs and illustrations. In-8°. Vol. I, II, 620 + 567 p., 6 pl. Edinburgh, 1795. Vol. III, XXIX + 278 p., 10 fig. London, 1899.

3. — J. B. LAMARCK. Hydrogéologie ou Recherches sur l'influence qu'ont les eaux sur la surface du globe terrestre; sur les causes de l'existence du bassin des mers, de son déplacement et de son transport successif sur les différents points de la surface du globe; enfin sur les changements que les corps vivants exercent sur la nature et l'état de cette surface. 1 vol. in-8°, 268 p., Paris, an X.

4. — PLAYFAIR. Explication de — sur la théorie de la Terre par Hutton. Trad. de l'anglais par C. A. Basset. 1 vol. in-8°, 424 p., 2 pl. Paris, 1815.

5. — G. CUVIER. Discours sur les révolutions de la surface du Globe et sur les changements qu'elles ont produits dans le règne animal, 5e édit., 1 vol. in-8°, 400 p., 6 pl. Paris, 1828.

6. — M. NEUMAYR. Ueber unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mittel-Europa's. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XXVIII, p. 37-80, 1878.

7. — J. S. NEWBERRY. Circles of Deposition in American Sedimentary Rocks. *Proc. Amer. Assoc. for the Advancement of Science*, XXII, 2, p. 185-196. Salem, 1874.

8. — W. M. DAVIS. The Geographical Cycle. *The Geograph. Journ.*, XIV, p. 481-504, 3 fig. 1899.

9. — É. HAUG. Le cycle des phénomènes géologiques. *La Science au XXe siècle*, 1re année, p. 343-349, 5 fig., 1903, 2e année, p. 17-19, 1904.

1. Les noms entre parenthèses sont les principaux synonymes. Chaque ensemble de terrains correspondant à une période constitue un *système*. Les systèmes et les sous-systèmes se divisent en *séries*, désignées par les préfixes Eo-, Méso-, Néo- (Éodévonien, Mésodévonien, Néodévonien), qui elles-mêmes comprennent des *étages*.

CHAPITRE II

MORPHOLOGIE GÉNÉRALE DE LA TERRE

Distribution actuelle des terres et des mers. — Distribution des grandes profondeurs et des grandes altitudes.

On place généralement en tête des manuels de Géologie des notions générales sur la Terre, empruntées à l'Astronomie et à la Géodésie : notions sur l'orbite de la Terre, sur l'inclinaison de son axe sur l'écliptique, sur les variations de l'excentricité, sur la précession des équinoxes, sur l'aplatissement du sphéroïde terrestre, sur la densité du Globe, sur les variations de la gravité, etc. Ces notions étant enseignées dans d'excellents ouvrages classiques, il suffira d'y faire appel toutes les fois que leur connaissance sera indispensable à l'interprétation d'un fait géologique. Leur discussion ne pourra d'ailleurs être présentée utilement que comme conclusion d'une étude approfondie des périodes géologiques, lorsqu'il s'agira de trouver une solution à quelques-uns des grands problèmes de la Géologie historique.

Supposant donc connues toutes ces notions générales, voyons quels sont les traits particulièrement saillants dans la morphologie du Globe terrestre.

Distribution actuelle des terres et des mers. — Si l'on jette un coup d'œil sur une sphère terrestre on s'aperçoit aussitôt que la surface occupée par les eaux est incomparablement plus grande que celle qui est occupée par les terres. La mer comprend environ 72 °/₀ de la surface totale du Globe, la terre ferme, 28 °/₀ seulement. Si l'on examine séparément les deux hémisphères, la proportion n'est plus la même, elle s'aggrave au détriment de la terre ferme dans l'hémisphère sud, où la surface solide s'abaisse à 17 °/₀ de la surface totale; elle s'améliore, au contraire, dans l'hémisphère

nord, où cette surface s'élève à 40 °/₀. On peut envisager deux hémisphères, caractérisés l'un par la concentration des surfaces solides, l'autre par la grande prédominance de l'élément liquide. Le pôle de l'hémisphère continental se trouve un peu au sud-ouest de Paris, celui de l'hémisphère océanique est situé non loin d'une île voisine de la Nouvelle-Zélande qui, en raison de sa situation, a reçu le nom d'île Antipode.

L' « Ancien Continent » constitue en réalité deux continents distincts : d'une part, l'*Eurasie*, avec ses annexes, le Spitzberg, la Terre François-Joseph et l'Archipel Malais; de l'autre, l'*Afrique*, avec Madagascar, qui, ainsi que nous le verrons plus tard, peut revendiquer une certaine autonomie.

Le « Nouveau Continent » correspond également à deux unités continentales distinctes : 1° l'*Amérique du Nord*, avec ses annexes, le Groenland et l'archipel de l'Amérique Boréale; 2° l'*Amérique du Sud*. L'*Australie*, avec son annexe, la Tasmanie, et le *continent Antarctique* ou *Antarctide* forment en outre des unités continentales indépendantes.

Les océans actuels sont plus difficiles à délimiter que les continents. Seul le *Pacifique* est entouré de toutes parts par des masses continentales ou par des cordons d'îles disposées en chapelets. L'*Atlantique* et l'*océan Indien* ne sont séparés au sud par aucune limite précise de l'*océan Antarctique*. De même l'*océan Arctique* peut être envisagé comme le prolongement naturel de l'Atlantique.

L'individualité des continents et des océans apparaît encore davantage si l'on fait abstraction des *mers* dites *continentales*, séparées des grands océans par des archipels côtiers ou des golfes qui pénètrent profondément dans les continents. Si, par la pensée, on imagine que le niveau général des eaux soit abaissé de 200 m environ, toutes les découpures des côtes se trouveront effacées et tous les continents, à l'exception de l'Antarctide, de l'Australie et de Madagascar, viendront se souder en une masse unique d'un seul tenant, à laquelle on a donné le nom de *bloc continental*.

Dans cette hypothèse, la Manche, la mer du Nord, la Baltique disparaîtraient entièrement; la Novaïa Zemlia et les îles de la Nouvelle-Sibérie se trouveraient réunies à l'Asie, et il en serait de même de Bornéo, Sumatra et Java; le golfe Persique, la mer Jaune n'existeraient plus. L'Amérique du Nord, séparée aujourd'hui de l'Eurasie par le détroit de Bering, large seulement de 111 km, viendrait se souder à l'Asie par un large seuil unissant la Sibérie orientale à l'Alaska. La baie d'Hudson deviendrait un lac de peu d'étendue.

Les îles Malouines se trouveraient réunies à l'Amérique du Sud. La Tasmanie et la Nouvelle-Guinée feraient corps avec le continent australien. L'ensemble des continents prendrait une forme plus massive, mais nous ne verrions surgir aucune nouvelle unité continentale.

Il en serait exactement de même si nous supposons le niveau des océans abaissé, non plus de 200 m, mais de 2 000 m. Dans cette hypothèse, le bloc continental gagnerait encore en étendue et deviendrait beaucoup plus compact. Le Spitzberg et la Terre François-Joseph seraient réunis à l'Eurasie, le Groenland ferait corps avec l'Amérique du Nord et il serait en outre réuni à l'Europe par deux seuils étroits, l'un qui le relierait par l'Islande et les Fär-Öer à l'Écosse, l'autre qui l'unirait au Spitzberg (fig. 6). Grâce à l'existence de ces deux barrières, l'océan Arctique est divisé en deux grands bassins entièrement séparés des autres océans, qui seraient d'ailleurs déjà isolés si le niveau général des mers baissait de 500 mètres seulement pour ce qui concerne la barrière méridionale, de 800 mètres pour la barrière septentrionale. D'autre part, la mer Rouge disparaîtrait et l'Australie serait soudée au bloc. Cependant, contrairement à ce que l'on a dit quelquefois, le continent Antarctique resterait séparé aussi bien de l'Amérique du Sud que de la Nouvelle Zélande, de sorte que les trois grands océans resteraient en communication dans les latitudes australes.

Madagascar, enfin, se trouverait agrandie des Comores, mais l'ensemble serait encore séparé de l'Afrique par un détroit d'une très faible largeur. Cependant plusieurs dépressions profondes formeraient comme des trous dans l'immense masse continentale. Sur l'emplacement de la Méditerranée actuelle subsisteraient trois fosses profondes, correspondant à la Méditerranée occidentale (3 000 m) [1], à la mer Tyrrhénienne (3 731 m) et à la Méditerranée orientale (4 404 m), auxquelles on peut ajouter la mer Noire (2 000 m). Le golfe du Mexique (3 875 m), la fosse du Yucatan (6 270 m) et la mer des Caraïbes (5 201 m) s'intercaleraient entre les deux Amériques exactement de la même manière que les trois fosses méditerranéennes s'intercalent entre l'Europe et l'Afrique. De même encore les fosses de Sulu (4 663 m), des Célèbes (5 024 m) et de Banda (5 684 m) subsisteraient, dans l'Archipel Malais, entre l'Asie et l'Australie. Il y aura lieu d'examiner dans le cours de cet ouvrage si les trois groupes de dépressions intérieures n'ont pas une commu-

1. Les nombres entre parenthèses indiquent les profondeurs maximales actuelles.

nauté d'origine. D'autres fosses sont situées sur la périphérie du bloc continental et sont séparées, dans notre hypothèse, de l'océan voisin par une crête étroite, aujourd'hui transformée en chapelet d'îles. La mer de Chine (4 347 m), la mer du Japon (3 730 m), la mer d'Okhotsk (3 370 m), la mer de Bering (5 700 m), se trouveraient dans ce cas.

Distribution des grandes profondeurs et des grandes altitudes. — Des profondeurs bien supérieures à celles des mers intérieures se rencontrent dans les océans. Examinons si leur distribution est régie par une loi.

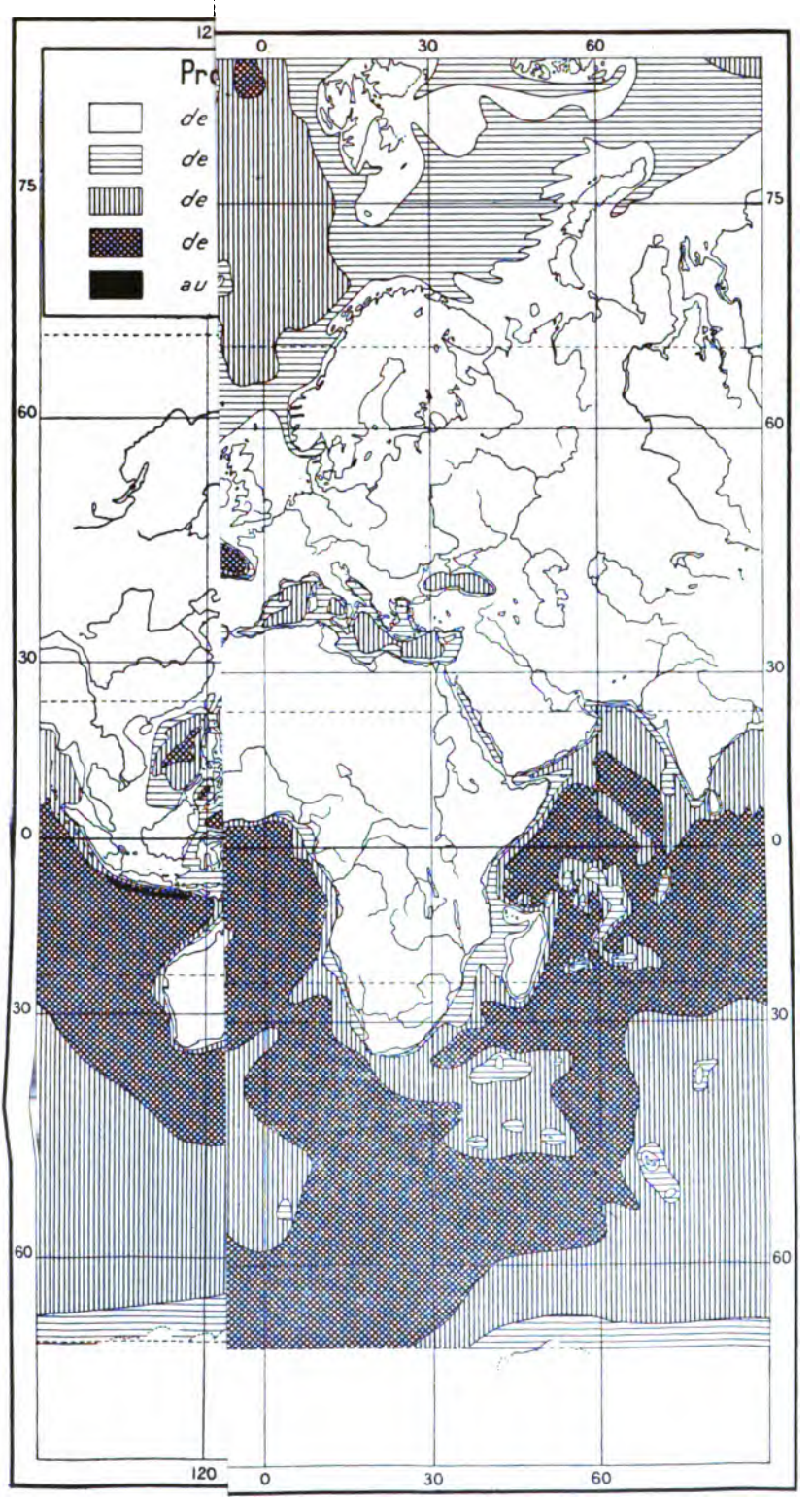
Dans l'Atlantique, la plus grande profondeur reconnue se trouve au large de Porto-Rico, au fond d'une dépression peu étendue connue généralement sous le nom de *fosse de la Vierge* (8 341 m). Des fonds voisins de 6 000 mètres se rencontrent en plusieurs points à une distance plus considérable des rivages, mais il est à remarquer que les profondeurs sont bien moindres le long de l'axe médian de l'océan.

Dans l'océan Arctique (fig. 6), Fr. Nansen [5] a relevé également, contre toute attente, des profondeurs très considérables, allant jusqu'à 3 700 m.

Dans l'océan Indien, comme dans l'Atlantique (fig. 7, *b*), les plus grandes profondeurs connues se rencontrent sur la périphérie, à une faible distance des îles de la Sonde. Ainsi, au sud de Lombok, le fond n'a été atteint que par 6 205 m.

La disposition périphérique des profondeurs abyssales est encore plus manifeste dans l'océan Pacifique. Pendant longtemps la fosse des Kouriles ou du *Tuscarora* a passé pour la dépression la plus profonde du Globe : en un point la sonde y avait touché le fond à 8 500 m; mais on sait, depuis 1895, que des profondeurs plus considérables encore se rencontrent dans le sillon des Tonga (fig. 7, *a*) et dans celui de Kermadec, au large de ces deux archipels, qui prolongent vers le N.-N.-E. l'axe de la Nouvelle-Zélande. La sonde du *Penguin* a atteint le fond à 9 427 m et le *Nero* a même relevé un abîme de 9 600 m. Enfin, plus récemment encore, un sondage a donné une profondeur de 9 633 m pour la fosse des Carolines, dans le voisinage des îles Marianes.

Les fosses des Aléoutiennes (7 383 m) et d'Atacama (7 635 m) se trouvent également sur la périphérie de l'océan Pacifique, tandis que dans le centre les profondeurs supérieures à 6 000 m sont exceptionnelles (fig. 7, *a*).



HAUG, Traité DE MONACO).

(P. 26-27.)

Tout comme dans les océans les plus grandes profondeurs sont

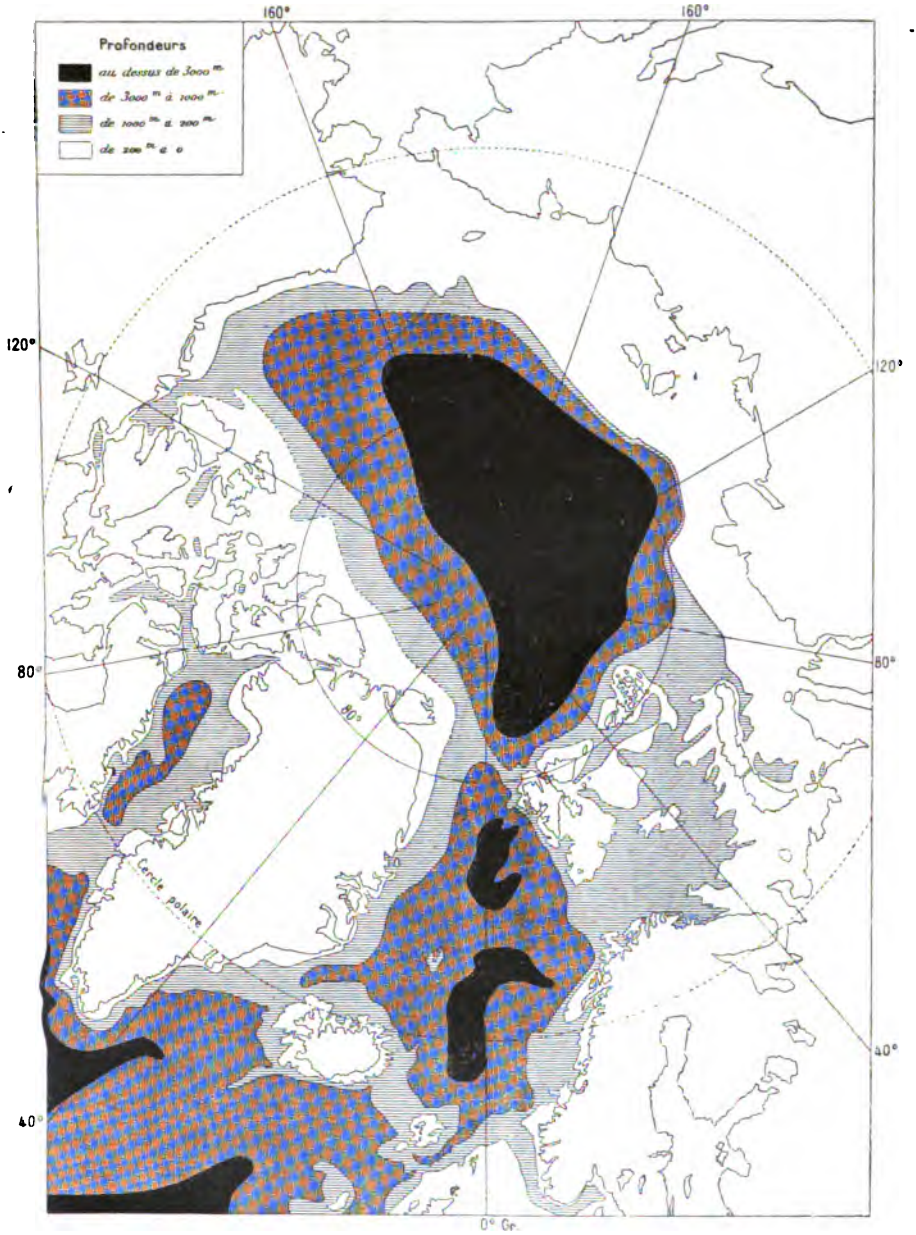


Fig. 6. — Carte bathymétrique de l'océan Arctique (d'après Fr. Nansen).

situées dans le voisinage des côtes, sur les continents les plus grandes altitudes se trouvent presque toujours dans une situation excentrique

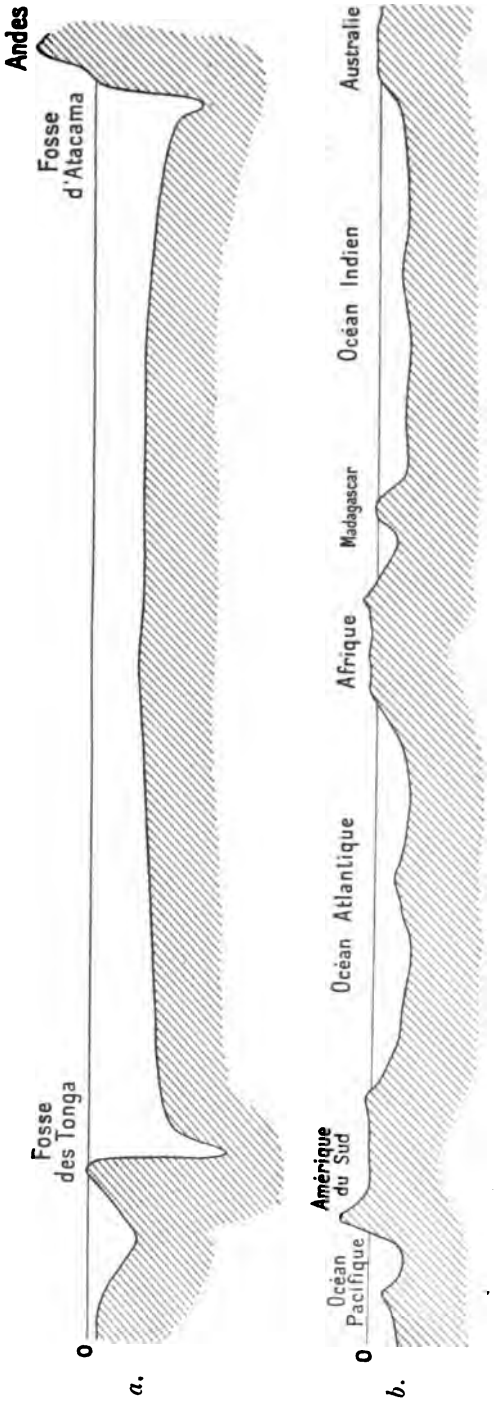


Fig. 7. — *a.* Coupe schématique de l'océan Pacifique suivant 20° lat. S.; *b.* Coupe schématique de l'océan Atlantique et de l'océan Indien suivant 24° lat. S.

et qui plus est le plus souvent juste en face des plus grandes fosses.

En Europe les plus hauts sommets se rencontrent dans la chaîne des Alpes (Mont Blanc, 4 810 m) et dans le Caucase (Elbrouz, 5 646 m), c'est-à-dire sur le bord même de la dépression méditerranéenne.

De même en Asie les géants de l'Himalaya (mont Everest 8 840 m) sont placés sur le versant de l'océan Indien et les volcans élevés du Japon (3 800 m) et du Kamtchatka font face à la fosse des Kouriles. Le Tian-Chan, avec des altitudes atteignant 7 300 m, fait toutefois exception, car il est situé presque au centre du continent.

Sur tout le pourtour du Pacifique s'élèvent de très hauts sommets en regard des fosses profondes de l'océan : dans la Nouvelle-Guinée (5 100 m), dans la Nouvelle-Zélande (3 800 m), sur le bord

du continent Antarctique (Erèbe et Terreur, 5 000 m environ), dans l'Alaska (Mont Mc Kinley, 6 240 m; Mont Logan, 5 948 m). Enfin, dans l'Amérique du Sud, les immenses volcans des Andes (Chimborazo, 6 254 m; Sorata, 6 550 m; Aconcagua, 7 040 m), sont à une distance relativement faible des côtes du Pacifique et l'un des sommets du groupe chilo-argentin (Llullaillaco 6 170 m) se trouve presque exactement sur la même latitude que la fosse d'Atacama (7 635 m), si bien qu'ici la côte correspond à une dénivellation brusque de près de 14 000 mètres (fig. 7, *a*).

L'opposition d'une chaîne élevée et d'une fosse profonde est donc un fait très fréquent sur le bord des océans, bien que n'étant pas tout à fait général, car les continents s'abaissent parfois vers la mer en pente extrêmement douce, les régions montagneuses étant alors séparées du littoral par une plate-forme côtière, comme dans l'Est des États-Unis, ou même par une immense plaine, comme en Sibérie. Dans ces cas la pente se continue très doucement sous les eaux, de telle sorte que l'on arrive d'une manière insensible aux grands fonds de l'océan. Ou bien ce n'est qu'à une assez grande distance de la côte que le fond descend brusquement, de façon à former un talus relativement incliné, qui limite vers le large la partie peu profonde, connue sous le nom de *seuil continental* et qui n'est en réalité que la continuation sous-marine du continent lui-même.

Ainsi le continent Asiatique est bordé au nord par une immense plate-forme sous-marine qui s'étend sur une largeur atteignant par places 7°. De même, le continent Européen a sa véritable limite occidentale au large des îles Britanniques, où la surface du seuil continental s'étend jusqu'à l'isobathe de 200 m, aboutissant à un talus qui conduit rapidement à des profondeurs supérieures à 2 000 m. Toutefois, dans le golfe de Gascogne, la dénivellation brusque ne commence qu'à l'isobathe de 500 m.

Un continent qui présente sur un de ses bords une chaîne très élevée et qui sur l'autre s'abaisse doucement vers une mer peu profonde est essentiellement dissymétrique. L'Asie, l'Australie, l'Amérique du Sud remplissent cette condition. D'autres continents comme l'Afrique, l'Amérique du Nord n'accusent pas le même contraste entre les deux versants, mais ici aussi les plus hautes altitudes sont localisées sur les bords et, par rapport à elles, la partie centrale du continent apparaît plutôt comme une dépression. C'est exactement l'inverse de ce qui a lieu pour les océans, où non seulement les fosses abyssales ont une situation périphérique, mais où des plateaux sous-marins plus ou moins étendus surgissent dans les parties centrales.

Dans le centre du Pacifique nord s'élève, au milieu d'une vaste étendue caractérisée par des profondeurs supérieures à 5 000 m, un seuil immense, accusant des fonds de 4 000 m seulement, qui sert de socle à l'archipel volcanique des îles Sandwich. Dans le Pacifique sud un seuil s'étendant des Galapagos à l'île de Pâques et davantage encore vers le sud, avec des profondeurs oscillant entre 4 000 et 2 000 m, sépare la fosse d'Atacama, à l'est, de la profonde dépression qui, vers l'ouest, aboutit aux fosses des Tonga et des Kermadec (fig. 7, *a*).

Dans l'océan Indien, un seuil s'élève à l'est de Madagascar, au milieu de fonds supérieurs à 4 000 m, et porte les Amirantes, les Seychelles, les Mascareignes (fig. 7, *b*). Dans la partie australe de l'océan Indien le seuil de Crozet et le seuil de Kerguelen sont également environnés de profondes dépressions.

C'est l'Atlantique qui présente dans sa partie centrale, ou plutôt médiane, la plus remarquable convexité. Si l'on n'envisage que l'Atlantique proprement dit, en laissant de côté son prolongement antarctique et l'océan Arctique, on constate que ses deux bords américain et européen-africain dessinent grossièrement deux S, dont la courbure supérieure est dans les deux cas concave vers l'est, l'inférieure, vers l'ouest. Il existe une crête médiane qui, tout en n'étant pas exactement parallèle aux deux bords, décrit la même courbure en S (fig. 5) et cette crête présente d'un bout à l'autre, sur une assez grande largeur, des profondeurs inférieures à 4 000 m. Les profondeurs supérieures à 4 000 m, dépassant quelquefois 6 000 m, sont localisées à l'ouest et à l'est de cet axe médian (fig. 7, *b*). L'Atlantique se trouve ainsi divisé de l'ouest à l'est, sur toute sa longueur[1], en deux longs bassins plus ou moins symétriques.

La crête axiale sert de socle à l'archipel des Açores et aux îles Saint-Paul (près de l'Équateur), Ascension, Tristan da Cunha, Gough et Bouvet[2].

Ce n'est donc pas un paradoxe de dire que le fond des océans est convexe et il est à noter que nous n'avons pas tenu compte de la rotondité de la Terre. Si nous faisons intervenir cet élément, le fait est bien plus frappant encore. Presque toutes les dépressions apparaissent alors comme des surfaces convexes, seules les fosses les plus profondes se traduisent par des concavités et seulement à cause de leur très faible étendue horizontale.

1. Plus exactement vers le S. jusqu'à l'île Bouvet, mais guère au delà (Gerh. Schott [6]).
2. Sainte-Hélène, par contre, est complètement isolée dans le bassin est et surgit brusquement sur des fonds de 4 000 m.

Le niveau des mers et la surface externe de la croûte terrestre sont en réalité deux surfaces, l'une assez régulièrement ellipsoïdale, l'autre très irrégulière, à convexité variable, qui se coupent suivant des lignes très sinueuses, les lignes du rivage. La suite de cet ouvrage nous apprendra que la surface solide se déforme sans cesse, entraînant des modifications incessantes, quoique presque toujours très lentes, de la forme des côtes. Nous aurons à nous demander si, malgré ces modifications, le dessin général de la répartition des terres et des mers est resté le même dans ses grandes lignes, au cours des périodes géologiques, conformément à la théorie de la permanence des grandes dépressions océaniques, ou si, au contraire, l'emplacement des continents et des océans n'est pas sujet aux plus grands changements.

Il y aura lieu aussi d'examiner les causes de la localisation toute particulière des grandes altitudes et des fosses abyssales.

---

1. — James D. Dana. On the Origin of the deep troughs of the Oceanic depressions. *Amer. Journ. of Science*, 3d ser., XXXVII, p. 192-202, pl. VII, 1889.

2. — Albrecht Penck. Morphologie der Erdoberfläche. 2 vol. 8°, 471 et 696 p., 29 et 38 fig. Stuttgart, 1894.

3. — Alex. Supan. Die Bodenformen des Weltmeeres. *Peterm. Mitt.*, XLV, p. 177-188, pl. XII (carte : Tiefenkarte des Weltmeeres, 1 : 80 000 000), 1899.

4. — John Murray. Address to the Geographical Section of the British Association. *Scottish Geogr. Magaz.*, XV, p. 505-522, 1 carte, 1899.

5. — Fridtjof Nansen. The Bathymetrical Features of the North Polar Seas, with a Discussion of the Continental Shelves and Previous Oscillations of the Shore-Line. *The Norwegian North Polar Expedition, 1893-1896, Scientific Results*, IV, p. 1-232, 29 pl., 1904.

6. — Gerh. Schott. Die Bodenformen und Bodentemperaturen des südlichen Eismeeres, nach dem Stande der Kenntnisse bis 1905 bearbeitet. *Peterm. Mitt.*, LI, p. 241-247, pl. XIX, 1905.

7. — S. A. S. le Prince de Monaco. Carte générale bathymétrique des océans dressée par ordre de —. 26 feuilles, 1 : 10 000 000. Monaco, 1905.

V. aussi : 0,1 ; 0,9 ; 0,18-21.

CHAPITRE III

LA VIE SUR LES CONTINENTS

Les milieux et la vie. — La vie dans les eaux douces. — La vie sur le littoral. — La vie sur la terre ferme. — Facteurs réglant la distribution géographique des êtres continentaux.

Les milieux et la vie. — L'un des caractères essentiels de notre planète est d'être habitée par des êtres vivants. Nous n'avons aucune raison de nier l'existence de la vie sur d'autres astres, en particulier sur les planètes [1], mais, par contre, nous n'avons aucune preuve que ces corps célestes soient réellement habités.

On distingue d'ordinaire parmi les habitants de la surface du Globe des êtres *terrestres*, *aquatiques* et *aériens*. Ce groupement est artificiel et la troisième catégorie n'a pas sa raison d'être, car les êtres dits aériens sont en réalité, abstraction faite des microorganismes aérobies, des êtres terrestres ou, plus rarement, aquatiques, organisés pour le vol [2], mais toujours assujettis à toucher terre à certains moments de leur existence, ne fût-ce que pour la ponte.

Il convient donc de ne retenir que les deux catégories des êtres *marins* et des êtres *continentaux*, en englobant bien entendu dans ces derniers les habitants des îles.

C'est de la *vie sur les continents* qu'il sera exclusivement question dans ce chapitre, l'étude des organismes marins devant faire l'objet d'un chapitre ultérieur.

1. Toutefois l'absence d'atmosphère autour de la Lune rend certainement impossible l'existence, à la surface de notre satellite, d'êtres organisés comme ceux qui vivent sur la Terre. Quant au Soleil, la température très élevée de toutes ses parties est inconciliable avec toute manifestation vitale.

2. Les restes fossiles de ces êtres volants sont très rares et on n'a guère de chances de retrouver que ceux qui sont tombés accidentellement dans la mer ou dont les cadavres sont entraînés par les eaux courantes dans un dépôt. Les Insectes fossiles ne se rencontrent que dans quelques formations privilégiées, les restes d'Oiseaux aquatiques sont seuls relativement communs dans certains dépôts d'origine lacustre.

Les êtres qui habitent la surface des continents sont adaptés à divers milieux biologiques. Les Animaux qui passent une partie de leur existence dans le milieu aérien sont adaptés au vol, ceux qui habitent les eaux douces sont organisés en vue de la natation ou vivent fixés au fond, ceux qui peuplent la terre ferme sont adaptés à la marche ou à la reptation, ou encore à la vie arboricole. Aucun Animal terrestre n'est fixé, mais, tous les Végétaux terrestres vivent attachés au sol par des racines ou par d'autres moyens et, parmi les Végétaux aquatiques, il s'en trouve d'errants.

Les Animaux aériens et les Animaux terrestres respirent au moyen de poumons ou de trachées; les Animaux aquatiques, par des branchies, plus rarement par des poumons ou des trachées. On sait que les Batraciens, appelés aussi Amphibiens, ont des branchies à l'état larvaire, des poumons à l'état adulte. Certains Poissons, auxquels, pour cette raison, on a donné le nom de Dipneustes, possèdent suivant la saison une respiration branchiale ou pulmonaire; tels les *Ceratodus*, ou mieux *Epiceratodus*, de Tasmanie (fig. 10), qui habitent des mares desséchées pendant une partie de l'année.

Il existe certains êtres, animaux ou végétaux, qui sont adaptés à la vie sur le *littoral*. D'autres, enfin, vivent dans les *cavernes*.

Passons en revue successivement ces diverses catégories d'êtres et cherchons à définir leurs conditions d'existence.

La vie dans les eaux douces. — Tandis que, dans le milieu marin, les Algues surpassent de beaucoup en nombre et en variété tous les autres Végétaux, dans les eaux douces, ce sont incontestablement les Phanérogames qui prédominent, si du moins l'on fait abstraction des microorganismes, dont certaines familles, telles que les Desmidiacées, s'y trouvent localisées, tandis que d'autres, telles que les Cyanophycées et les Bactériacées s'y rencontrent en plus grande abondance que dans les eaux marines.

Les Phanérogames d'eau douce appartiennent aux ordres les plus divers d'Angiospermes. Il est inutile d'en citer ici des exemples [1], d'autant plus que l'adaptation à leur milieu actuel semble être de date récente et que la Paléontologie ne fournit guère de renseignements sur l'époque de leur passage de la vie terrestre à la vie aquatique.

La faune des eaux douces est, par contre, presque dans sa totalité, d'origine marine. Elle est beaucoup moins variée, beaucoup plus

1. Voir A. F. W. Schimper [9], p. 845 et suiv.

pauvre en espèces que celle des océans et elle est comparable, à cet égard, à celle des mers intérieures.

On a cité des exemples multiples de transformation de cuvettes marines en lacs, par dessalure graduelle, et de modifications corrélatives de la faune. Il paraît certain que de telles adaptations ont dû avoir lieu à maintes reprises, au cours des périodes géologiques. Nous aurons l'occasion d'en étudier plusieurs exemples.

Le procédé normal par lequel s'est fait le peuplement des eaux douces est cependant l'immigration par la voie des cours d'eau. Pour les Poissons, qui viennent frayer dans les fleuves, l'adaptation se fait pour ainsi dire encore sous nos yeux. Pour d'autres animaux marins, elle a lieu évidemment par les larves errantes et, comme celles-ci rencontrent les plus grandes difficultés à remonter le courant, c'est à cette circonstance qu'il faudrait, d'après Sollas [1], attribuer la pauvreté des faunes d'eau douce, tandis que d'autres auteurs font intervenir avec raison comme cause principale de cette pauvreté les variations de température, bien plus grandes dans les lacs et les rivières que dans le milieu marin, en particulier dans les régions tempérées. Charles Darwin[1] a été frappé de la répartition géographique extraordinairement étendue que possèdent beaucoup d'habitants des eaux douces, tant animaux que végétaux. Plusieurs familles, beaucoup de genres sont réellement cosmopolites. Certaines espèces même ont une dispersion énorme. La cause doit en être cherchée, d'après Darwin, dans le transport des larves par les Oiseaux nageurs, par exemple par les Canards, qui les emportent, attachées à leurs pattes, d'une mare dans l'autre, d'un bassin hydrographique dans celui du fleuve voisin.

Il est à remarquer que la faune des eaux douces ne renferme ni Foraminifères, ni Radiolaires, ni Brachiopodes, ni Échinodermes, ni Céphalopodes, ni Tuniciers. Les Spongiaires sont réduits au petit groupe des *Spongillinæ;* les Hydroméduses ne comprennent qu'un petit nombre de genres; les Bryozoaires sont assez rares. Les Lamellibranches sont représentés par les familles des *Unionidæ*, des *Ætheriidæ* et des *Cyrenidæ*, qui vivent exclusivement dans les eaux douces, par quelques *Veneridæ* tropicaux, par le genre *Dreissensia* et quelques autres. En ce qui concerne les Gastéropodes, on constate que ni les Diotocardes, ni les Hétérocardes n'ont de représentants dulçaquicoles et que, seuls parmi les Monotocardes, les Ténioglosses rostrifères en possèdent, qui appartiennent aux familles des *Ampul-*

1. Charles Darwin. The Origin of Species by means of Natural Selection, chap. xii, p. 383-388. Londres, 1859.

lariidæ, des *Valvatidæ*, des *Paludinidæ*, des *Melaniidæ*, renfermant également des types d'eau saumâtre. Les Pulmonés d'eau douce sont tous des Basommatophores, appartenant aux genres *Limnea*, *Planorbis*, *Physa*. L'énumération des Crustacés d'eau douce n'offrirait guère d'intérêt géologique ; cependant il y a lieu de citer parmi les Décapodes les *Atyidæ*, les *Palæmonidæ* (en partie), les *Potamobiidæ*, les *Parastacidæ*, les *Ægleidæ*, les *Potamonidæ*, car Ortmann a basé sur la répartition géographique de ces familles des considérations géologiques d'un grand intérêt, sur lesquelles nous reviendrons plus tard.

Le nombre total des espèces de Poissons d'eau douce dépasse certainement 2 500, si l'on prend pour base les évaluations déjà anciennes dues à Günther. Les Dipneustes, les Ganoïdes, les Crossoptérygiens actuels sont exclusivement dulçaquicoles. Les Sélaciens sont marins, cependant certains Squales remontent les cours d'eau jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de l'embouchure[1]. Près d'un tiers des Téléostéens d'eau douce appartient aux Cyprinidés; les Siluridés et les Cichlidés sont également fort nombreux.

Plusieurs groupes de Poissons autrefois marins, dont l'histoire géologique remonte à des périodes très reculées, sont aujourd'hui confinés dans les eaux douces, et l'on a cité encore d'autres exemples du caractère archaïque des faunes d'eau douce.

Les Batraciens sont tous dulçaquicoles, au moins à l'état larvaire.

Parmi les Reptiles, les Chéloniens sont les uns terrestres, les autres dulçaquicoles ou marins; les Crocodiliens vivent dans les eaux douces, mais leur origine marine est établie par des documents paléontologiques; par contre, les Ophidiens, dont certains habitent les eaux douces, présentent une famille, celle des *Hydrophidæ*, qui est adaptée aux eaux marines.

Dans les ordres de Mammifères marins, il faut signaler les Platanistidés, qui descendent de Cétacés marins et vivent aujourd'hui dans les estuaires et les deltas des grands fleuves, et les Siréniens, qui fréquentent volontiers ces mêmes régions. Enfin, dans la grande masse des Mammifères terrestres, il en est quelques-uns, tels la Loutre ou l'Hippopotame, qui se sont entièrement accoutumés à la vie dans les eaux douces.

1. Ernest Haug a vu pêcher des Scies (*Pristis antiquorum*), non seulement dans l'Ogôoué (Gabon), mais encore dans le lac Onange qui en est tributaire et se trouve environ à 120 km de l'embouchure du fleuve. (*Communication verbale.*)

La vie sur le littoral. — Le littoral est habité d'une part par des êtres marins qui peuvent résister à une émersion biquotidienne à marée basse; d'autre part, par des êtres continentaux que n'incommode pas le sol ou l'air salés et qui sont organisés en vue d'une immersion complète ou partielle dans l'eau de mer à marée haute. Nous ne nous occuperons ici que des êtres continentaux adaptés à la vie littorale, réservant pour plus tard l'étude de la répartition des êtres marins.

Il sera question plus loin des Végétaux halophiles, car le sol salé se rencontre ailleurs que sur le littoral. Mais il existe dans les régions tropicales toute une catégorie de Végétaux arborescents, qui croissent dans la région submergée à marée haute, et y forment de véritables forêts, connues sous le nom de *mangroves*. On y observe surtout des Rhizophoracées, parmi lesquelles les Palétuviers, des Combrétacées, des Lithracées (*Sonneratia*), des Verbénacées (*Avicennia*), des Palmiers (*Nipas*). Les couronnes de feuillage de ces Végétaux émergent seules à marée haute; à marée basse, on aperçoit non seulement les troncs courts, mais encore les ramifications des racines, qui simulent d'innombrables échalas. Ces racines s'enfoncent dans une vase bleue ou noire, toujours imprégnée d'eau salée. Les branches portent souvent elles-mêmes des racines adventives. Des pneumatophores servent à emmagasiner l'oxygène et à l'amener dans les parties souterraines de la plante. La vie animale est très active dans la mangrove. Les Poissons, les Crabes pullulent à la surface de la vase. Des Huîtres, des Balanes s'accrochent aux racines. Les Potamides y sont suspendus par des filaments. Les Néritines grimpent le long des branches.

Dans les régions tempérées il n'existe rien de comparable à la mangrove, mais une faune toute spéciale habite la région qui n'est atteinte qu'aux époques des plus hautes mers. Les Littorines peuvent vivre de longues semaines hors de l'eau. Les Auricules sont cantonnées dans une zone encore plus élevée, mais l'air salé du littoral semble nécessaire à leur existence.

Faune des cavernes. — Les cavernes sont habitées par une faune assez variée et riche en individus, dont les éléments ont de grandes affinités avec les animaux de la surface, mais ont subi une adaptation remarquable à la vie dans les ténèbres [2-5]. C'est une faune dite *obscuricole*. Les téguments de ces habitants des cavernes sont décolorés, les yeux ont en général complètement disparu; en revanche, les autres organes des sens sont hypertrophiés.

Les animaux supérieurs sont rares, on ne peut guère citer qu'un Rat aveugle, habitant certaines grottes de l'Amérique du Nord, et le Protée, Batracien aveugle des grottes de la Carniole. Les Poissons sont moins rares. Les Insectes, les Mollusques et surtout les Crustacés sont particulièrement abondants. Parmi ces derniers les Isopodes ont subi les plus curieuses modifications (A. Dollfus). Les cavernes paraissent être, bien plus encore que les eaux douces, un lieu de refuge pour les types archaïques. Plusieurs de leurs habitants accusent des affinités remarquables avec des types anciens aujourd'hui disparus.

L'adaptation à la vie obscuricole remonte donc à une époque assez reculée, mais elle se poursuit encore de nos jours, car beaucoup d'animaux des cavernes sont encore en voie de transformation.

La vie sur la terre ferme. — Les êtres vivants qui habitent la terre ferme appartiennent aux groupes les plus variés du règne végétal et du règne animal. La plus grande partie des Végétaux est terrestre, les Algues constituant la seule grande subdivision exclusivement aquatique. En revanche, les Animaux inférieurs (Protozoaires, Spongiaires, Cœlentérés, Échinodermes, Brachiopodes, Bryozoaires) sont entièrement confinés dans les milieux liquides. Les Vers ont des représentants marins, dulçaquicoles et terrestres. Les Mollusques terrestres sont réduits aux Gastéropodes Pulmonés (*Helix*, *Testacella*, *Pupa*, *Succinea*, *Clausilia*, *Carychium*, etc.) et aux Monotocardes ténioglosses rostrifères (*Truncatellidæ*, *Aciculidæ*, *Cyclostomatidæ*, *Cyclophoridæ*). Les Poissons ne se hasardent que tout à fait exceptionnellement sur la terre ferme. Les Batraciens sont essentiellement amphibies. Parmi les Reptiles, les Lacertiens et les Ophidiens sont principalement terrestres. Les Mammifères sont par excellence des animaux terrestres, trois seulement de leurs ordres nombreux sont adaptés à la vie marine (Cétacés, Siréniens, Pinnipèdes). Les Chiroptères sont adaptés au vol, tandis que, inversement, certains Oiseaux, constituant la sous-classe assez hétérogène des *Ratitæ*, ont perdu la faculté de voler et sont devenus des coureurs.

Facteurs réglant la distribution géographique des êtres continentaux. — La répartition géographique des êtres terrestres est déterminée par une série de facteurs, qu'il importe de passer successivement en revue.

1° *Facteurs édaphiques*. — Dans son admirable ouvrage sur la géographie des Plantes, le botaniste Schimper [10], enlevé si prématurément à la science, a proposé la dénomination de *facteurs*

édaphiques[1] pour les conditions d'existence des Végétaux qui dépendent de la nature du sol. Les relations entre les cultures et le sol sont bien connues des agriculteurs; la Géographie botanique a enregistré depuis longtemps la dépendance qui existe entre certaines plantes et un sol d'une composition chimique déterminée. Tout le monde connaît la prédilection du Châtaignier, de la Bruyère commune, de l'Ajonc pour les terrains siliceux, alors que d'autres plantes, comme *Prunus spinosa*, *Helleborus fœtidus*, *Teucrium montanum* croissent de préférence sur un sol calcaire. On a donné le nom de *calcicoles* à celles-ci, de *silicicoles* à celles-là. On a signalé également certaines espèces, telles que *Viola calaminaria*, *Thlaspi calaminare*, qui vivent exclusivement sur des terres riches en calamine (carbonate de zinc et silicate de zinc). La présence de la serpentine, silicate de magnésie très peu soluble, modifie à tel point la forme des feuilles de deux espèces de Fougères, *Asplenium viride* et *Asplenium adiantum nigrum*, que l'on avait cru devoir envisager comme deux espèces spéciales les formes présentant ces modifications.

C'est surtout le chlorure de sodium, le sel marin, dont la présence dans le sol détermine dans les plantes des modifications structurales, d'ailleurs en tous points comparables à celles que l'on observe chez d'autres Végétaux comme moyens de défense contre la sécheresse. On a constaté que les plantes *salicoles* ou *halophytes* peuvent très bien s'accommoder d'un sol ordinaire. Si elles font défaut sur les terrains non salés, c'est uniquement parce qu'elles y subissent la concurrence de Végétaux plus vigoureux qui les empêchent de se développer. Sur un sol salé, par contre, les halophytes prospèrent sans avoir à disputer l'espace à des plantes non adaptées à ce milieu spécial.

On a pu établir de même que les plantes dites silicicoles habitent les terrains siliceux parce qu'elles ne peuvent vivre dans les terrains riches en calcaire. Le carbonate de chaux à dose élevée agit comme toxique à leur égard, elles sont *calcifuges*. Fliche et Grandeau ont montré que les arbres qui croissent en terrain siliceux sont plus riches en potasse et plus pauvres en chaux que ceux des terrains calcaires. La richesse d'un sol en calcaire est préjudiciable à l'assimilation de la potasse par les plantes et nuit ainsi à leur développement normal. En outre, la fixation du fer est partiellement empêchée, d'où une diminution dans l'élaboration de la chlorophylle.

Ce n'est pas seulement la composition chimique du sol qui intervient dans la répartition géographique des Végétaux, ses carac-

1. Τὸ ἔδαφος, le sol.

tères physiques jouent un rôle capital et, en particulier, sa plus ou moins grande perméabilité, qui règle son degré d'humidité.

L'étude des caractères chimiques et physiques des sols est devenue la base de toute culture rationnelle, elle constitue aujourd'hui une science indépendante, qui a reçu le nom de *pédologie*. C'est une des branches les plus importantes de la Géologie appliquée.

Les facteurs édaphiques jouent un rôle beaucoup moins considérable dans la répartition géographique des Animaux. Cependant il est manifeste que les Mollusques terrestres ont besoin, pour l'édification de leur coquille, d'avoir à leur disposition du calcaire, qu'ils ne peuvent trouver que dans le sol. Aussi sont-ils beaucoup plus rares dans les pays siliceux que dans les pays calcaires. La coquille devient mince et transparente, chez certains genres elle subit une régression qui peut aller jusqu'à la disparition totale. C'est en outre un fait bien connu que la richesse du sol en phosphate de chaux est favorable à la formation des os chez les Vertébrés.

2° *Facteurs climatiques.* — Tout le monde sait que les conditions météorologiques sont un des facteurs les plus importants dans la répartition des êtres vivants à la surface du Globe; que la flore des pays chauds n'est pas celle des pays tempérés [6]; que les contrées humides ont une végétation différente de celle des contrées sèches; que les Animaux des régions polaires ne sont pas les mêmes que ceux des tropiques. Ce n'est pas le lieu ici de décrire les modifications anatomiques par lesquelles l'organisme végétal s'est adapté aux variations du climat [7, 10]; il est bon de rappeler toutefois que les plantes *xérophiles*, organisées pour vivre dans une atmosphère sèche, possèdent un appareil végétatif capable de parer à une transpiration excessive par une diminution des surfaces extérieures et des espaces intercellulaires, par un développement exagéré du sclérenchyme, par l'apparition d'un feutrage de poils, ou par la transformation du parenchyme en un tissu avide d'eau. Il résulte de ces modifications soit des plantes sèches à tissus coriaces, soit des plantes grasses.

Les plantes *hygrophiles*, par contre, sont adaptées à une atmosphère humide; leurs racines sont peu développées, leurs axes sont allongés, leurs feuilles présentent une grande surface et une faible épaisseur.

Schimper appelle *tropophiles* les plantes organisées pour vivre une partie de l'année dans un climat très humide et une partie dans un climat sec, condition réalisée sous les tropiques. Les deux structures se trouvent alors réunies sur la même plante. La chute des feuilles

peut être considérée comme une adaptation de la plante à une saison sèche ou froide.

La température entraîne des modifications infiniment moins profondes de l'organisme des Végétaux que les variations hygrométriques. Elle n'intervient guère que comme facteur éliminatoire, chaque plante ne vivant pas au delà d'un maximum ou d'un minimum déterminé et possédant une température optimum. Ces points critiques ne sont d'ailleurs pas les mêmes pour les divers organes de la plante; ils varient aussi aux différents âges.

La lumière est, par contre, un facteur capital dans la vie des Végétaux. Les variations de l'éclairement jouent un rôle physiologique des plus importants, puisqu'elles règlent la fonction chlorophyllienne. Les plantes qui vivent en plein soleil ont une structure anatomique différente de celles qui vivent à l'ombre; les parties d'un même végétal les plus exposées à l'insolation présentent des modifications structurales qui peuvent être envisagées comme des moyens de défense de l'organisme. Il est évident que tous ces facteurs climatiques contribuent, dans une large mesure, à régler la distribution géographique des Végétaux. On distingue aisément, par un ensemble de caractères d'adaptation, les habitants de la zone arctique, ceux de la zone tempérée, ceux de la zone tropicale; et, de même que la *latitude* intervient dans la composition des formations végétales, l'*altitude* joue un rôle non moins important, puisque, dans une même région, on retrouve, avec les mêmes conditions physiques, dans les zones d'altitude superposées, la même succession des flores avec les mêmes caractères d'adaptation, comme lorsque l'on traverse les zones climatiques successives, en allant de l'équateur vers le pôle [7].

Les facteurs climatiques jouent manifestement un rôle moins important dans la vie des animaux terrestres [10]. Les animaux supérieurs, en particulier les Oiseaux et les Mammifères, sont armés, grâce à la température constante de leur corps couvert de plumes ou de poils, pour résister plus ou moins bien aux variations quotidiennes et saisonnières de la température. C'est du reste un fait très connu que la fourrure des animaux arctiques est beaucoup plus épaisse que celle des animaux des régions tempérées ou tropicales. La peau du Mammouth de l'époque Glaciaire était couverte de longs poils, tandis que celle des Éléphants actuels est à peu près nue. La faune des régions polaires, souvent très riche en individus, est toutefois bien plus pauvre en espèces que celle des tropiques. La température influe indirectement sur la distribution géographique des animaux en réglant leur nourriture végétale. Il est peu de Mammi-

fères qui peuvent, comme le Renne, s'accommoder d'une alimentation fournie par des Lichens; la plupart des Singes sont cantonnés dans les forêts tropicales, où ils trouvent en toute saison les fruits dont ils se nourrissent, et l'on peut en dire autant de beaucoup d'Oiseaux. Les relations biologiques les plus étroites existent entre les Insectes et les Végétaux; on sait que la fécondation n'est possible chez certaines Plantes angiospermes que par l'intervention d'Insectes, qui en échange trouvent leur nourriture dans les nectaires des fleurs.

Mais on peut citer des faits nombreux qui montrent combien la répartition géographique de beaucoup d'Animaux est indépendante du climat. Ainsi le Tigre, que l'on envisage trop souvent comme un habitant des Tropiques, est très commun en Mandchourie et dans certaines régions de la Sibérie. Johnston a rencontré des Éléphants, des Buffles, des Antilopes Koudous sur les flancs du Kilimandjaro, à plus de 4 000 mètres d'altitude. Les Colibris, famille essentiellement américaine, sont connus depuis l'Alaska jusqu'au détroit de Magellan. Il est certaines particularités de la distribution des Animaux qui seraient totalement incompréhensibles si l'on ne faisait intervenir pour les expliquer que le climat. Pourquoi la faune des grandes îles de la Sonde est-elle toute différente de celle de la Nouvelle-Guinée, située sous la même latitude? Pourquoi les Monotrèmes se rencontrent-ils à la fois dans une région tropicale, comme la Nouvelle-Guinée, et dans une région tempérée, comme la Tasmanie, et pourquoi sont-ils totalement absents en dehors de la région australienne?

Pour répondre à de pareilles questions, il est nécessaire de chercher dans d'autres facteurs que les facteurs climatiques la clé de la répartition géographique de beaucoup d'organismes.

Facteurs disjonctifs. — Les Végétaux possèdent en général, grâce aux particularités de leurs graines, des moyens de dispersion qui font défaut aux Animaux et qui compensent, dans une certaine mesure, leur localisation étroite, due aux facteurs édaphiques et climatiques. Les Animaux terrestres sont pourvus, en revanche, de moyens de locomotion qui leur permettent de parcourir des espaces plus ou moins grands, mais qui ne leur donnent qu'exceptionnellement la possibilité de franchir certains obstacles tels que les mers, les chaînes de montagnes élevées ou les déserts. Ainsi les grands Mammifères de l'Afrique n'ont pu passer le canal de Mozambique et ne se rencontrent pas à Madagascar [1], malgré la grande proximité et

1. Seul un Hippopotame récemment éteint et un Suidé (*Potamochœrus*), animaux bons nageurs, ont pu franchir le détroit, alors qu'à une époque peut-être assez reculée, celui-ci présentait sans doute une largeur moindre.

des conditions de climat analogues. Les Oiseaux eux-mêmes, sauf les Oiseaux de mer, qui sont d'excellents voiliers, et les Oiseaux de passage, sont beaucoup plus localisés qu'on ne pourrait le croire au premier abord. Le nombre des Oiseaux communs à l'Europe et à l'Amérique du Nord est extrêmement réduit. Madagascar possède des Oiseaux tout à fait spéciaux, et plusieurs genres, abondants dans l'Afrique orientale, y font entièrement défaut.

Le nombre des *espèces* animales cosmopolites est très restreint. On peut citer quelques Lépidoptères, comme par exemple *Vanessa cardui*, espèce qui se rencontre aussi bien en Europe que dans les îles du Pacifique, mais est toutefois absente des Indes occidentales et de certaines régions de l'Amérique du Sud; quelques Oiseaux, comme la Chouette (*Strix flammea*) et le Faucon commun; certains Vers de terre. Mais il est possible que l'homme soit responsable de quelques introductions. Les *genres* cosmopolites sont déjà plus nombreux, mais c'est encore parmi les Oiseaux et les Lépidoptères que l'on en trouve les exemples les plus abondants. Enfin, il existe un grand nombre de *familles* répandues sur toute la surface de la Terre, les régions polaires exceptées, et ici il y a lieu de mentionner, parmi les Mollusques terrestres, la seule famille cosmopolite des Hélicidés.

On pourrait, par contre, énumérer de nombreux exemples d'espèces, de genres, de familles, voire d'ordres très étroitement cantonnés dans des districts d'une faible étendue. Les Rhynchocéphales sont un ordre de Reptiles, abondamment représenté à l'époque Secondaire, aujourd'hui restreint à l'unique genre *Hatteria*, qui vit exclusivement dans la Nouvelle-Zélande. Les Oiseaux de Paradis ne se rencontrent pas en dehors de la Nouvelle-Guinée et de quelques îles voisines. Le Gorille est étroitement localisé au Gabon. Un Chevreuil dépourvu de cornes (*Hydropotes inermis*) n'est connu que dans le delta du Yan-tse-Kiang et en Corée; telle espèce de Colibri est spéciale à une vallée reculée des Andes péruviennes; le genre *Laminifera* est une Clausilie qui vit exclusivement dans la montagne de la Rhune (Basses-Pyrénées); parmi les Plantes, la belle Scrophulariacée, *Wulfenia carinthiaca*, se trouve uniquement au Gartnerkofel, dans les Alpes Carniques.

C'est surtout dans les îles que l'on observe des exemples remarquables de localisation générique et spécifique. La Nouvelle-Zélande possède une faune tout à fait particulière, caractérisée par des genres qui ne se rencontrent nulle part ailleurs, mais aussi par l'absence complète de plusieurs grandes divisions du règne animal et en particulier des Mammifères. Le Dronte est un Oiseau récemment éteint

spécial à l'île Maurice. Toutes les espèces de Mollusques terrestres des îles Sandwich sont spéciales. Le Dragonnier est localisé dans l'île de Ténérife; *Araucaria excelsa* n'est connu que de l'île Norfolk. Certaines îles sont remarquables par la présence de races naines de Chevaux, et un Bœuf nain se rencontre dans les Açores. De même, on connaît une espèce naine d'Éléphant, à l'état fossile, dans l'île de Malte.

Dans le cas des archipels, les divers genres sont souvent représentés sur chacune des îles par une espèce propre. C'est ce qui a lieu pour les Oiseaux et pour les Plantes des îles Sandwich, pour les Geckos des Seychelles, pour les Perroquets des Antilles. Les îles Galapagos sont à cet égard particulièrement intéressantes. Un genre de Lacertiens, *Tropidurus*, est représenté, d'après G. Baur [11], dans chaque île par une espèce unique, qui ne se rencontre pas dans les îles voisines. Les Tortues terrestres géantes sont représentées par trois espèces, dont une se trouve dans la plupart des îles de l'archipel, tandis que les deux autres sont cantonnées chacune dans une île unique. Plusieurs genres d'Oiseaux présentent les mêmes singularités dans la distribution des espèces.

G. Baur explique ces faits de la manière suivante. Les îles Galapagos faisaient partie autrefois d'une masse continentale assez étendue, sur laquelle vivait une faune spéciale, différente de celle de l'Amérique du Sud. Cette masse s'est morcelée ultérieurement; dans chacun des fragments, les éléments de la faune se sont graduellement modifiés, mais, comme les croisements n'étaient pas possibles entre les habitants des diverses îles, sur chacune d'elles les espèces ont évolué parallèlement, de manière à se transformer peu à peu en des formes spéciales, qui aujourd'hui se présentent à nous comme autant d'espèces distinctes. A ces éléments autochtones sont d'ailleurs venus s'ajouter d'autres éléments immigrés du continent voisin. Si toute la faune était originaire de l'Amérique du Sud, les diverses îles auraient toutes à peu près la même faune.

Dans le cas des îles Galapagos et dans les cas analogues, la formation des îles aux dépens d'une même masse continentale et leur *séparation* ultérieure seraient donc les facteurs qui rendent compte non seulement des différences dans les faunes, mais encore de l'origine même des espèces spéciales. L'*isolement* est une condition essentielle pour que l'évolution aboutisse à la fixation des formes nouvelles qui naissent du simple fait de la variabilité des espèces. Il rend impossibles les croisements, dont l'effet est de ramener incessamment les variations au type primitif. Telle est la théorie de la

formation des espèces à laquelle Moritz Wagner était conduit dès 1868 et qui depuis a trouvé un certain nombre d'adeptes [10].

Ainsi s'explique fort bien la répartition restreinte de certaines espèces et d'autre part la grande extension géographique de beaucoup d'autres; on conçoit aisément pourquoi la faune des îles diffère souvent de celle du continent voisin, pourquoi l'Ancien Continent tout entier est habité par des faunes qui présentent entre elles de si nombreux caractères communs.

Mais on comprend plus difficilement des différences aussi fondamentales que celles qui existent entre la faune australienne — caractérisée par l'abondance des Marsupiaux et par l'absence presque totale des Mammifères placentaires — et la faune de l'Ancien Continent, où les Marsupiaux font totalement défaut. On est amené à se demander pourquoi en Australie et en Polynésie il n'existe que des genres de Mollusques d'eau douce dont l'origine remonte aux temps secondaires, alors qu'on y chercherait en vain des Ampullaires, des Anodontes. On ne peut expliquer par des causes climatiques ou par une simple différenciation due à l'isolement pourquoi les Tapirs ne se rencontrent que dans l'Amérique du Sud et en Malaisie[1] et sont entièrement absents du continent Africain; pourquoi le singulier genre de Chiroptères *Pteropus* n'est connu qu'à Madagascar et dans l'Inde et manque en Afrique; pourquoi la faune de Madagascar possède de si remarquables affinités avec celle de l'Amérique méridionale et des Antilles. On ne voit pas davantage les raisons pour lesquelles les faunes d'eau douce de l'Amérique du Sud ont tant d'analogies avec celles du continent Africain.

Toutes ces énigmes de la Géographie zoologique sont absolument insolubles si l'on n'envisage que l'état actuel des choses. Mais dès que l'on admet que la distribution des terres et des mers n'a pas été la même qu'aujourd'hui aux époques géologiques antérieures à la nôtre, tous ces faits s'éclairent d'un jour nouveau. Si l'on suppose une ancienne connexion entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, au travers de l'Atlantique actuel, on ne peut plus s'étonner de constater des affinités entre les faunes des deux continents. Si l'on admet que l'Indoustan, les Seychelles et Madagascar sont les débris d'un vieux continent qui se trouvait sur l'emplacement de l'océan Indien, on saisit la cause des relations fauniques entre ces pays aujourd'hui séparés. Si l'on suppose que l'Australie a été isolée de l'Ancien Continent à une époque où les Mammifères placentaires n'avaient pas

1. On dit dans ce cas que les espèces du genre *Tapirus* sont *disjointes*.

encore fait leur apparition en Asie, on comprend qu'en Australie se soient perpétués, sans se modifier beaucoup, des êtres de l'époque secondaire, qui n'avaient pas à lutter contre des nouveaux venus mieux organisés.

L'un des problèmes les plus intéressants que la Géologie historique ait à résoudre consiste précisément, comme il a été dit précédemment, dans la recherche des modifications successives de l'étendue des continents et dans l'étude des migrations qui en sont résultées. Pour le moment il ne nous reste plus qu'à donner un aperçu sommaire des divisions naturelles auxquelles conduit l'étude rationnelle de la répartition géographique des êtres vivants.

---

1. — SOLLAS. On the Origin of Freshwater Faunas : A Study in Evolution. *Trans. Roy. Dublin Soc.*, N. S., III, p. 87-118, 1884.

2. — A. S. PACKARD. The Cave Fauna of North America, with remarks on the Anatomy of the Brain and Origin of the Blind Species. *National Acad. of Sc. Washington*, IV, 156 p., 27 pl., 1887.

3. — C. CHILTON. The Subterranean Crustacea of New Zealand, with some remarks on the fauna of Caves and Wells. *Trans. Linn. Soc. London*, VI, pt. 2d, p. 153-284, 6 pl., 1894.

4. — OTTO HAMANN. Europäische Höhlenfauna. Eine Darstellung der in den Höhlen Europas lebenden Thierwelt mit besonderer Berücksichtigung der Höhlen Krains. 1 vol. in-8°, XIII + 296 p., 5 pl. Jena, 1896.

5. — ARMAND VIRÉ. Essai sur la faune obscuricole de France. Thèse Fac. Sc. Paris. 1 vol. in-8°, 157 p., 1899.

5 *bis*. — E.-G. RACOWITZA. Essai sur les problèmes biospéologiques. *Arch. zool. expérim.*, 4e sér., VI, p. 371-488, 1907.

6. — O. DRUDE. Atlas der Pflanzenverbreitung. Berghaus' Physikalischer Atlas, Abth. V, 6 p., 8 cartes. Gotha, 1887.

7. — GASTON BONNIER. Les plantes arctiques comparées aux mêmes espèces des Alpes et des Pyrénées. *Rev. gén. de Botan.*, VI, p. 505-577, pl. XVIII-XXI, 1894.

8. — OSCAR DRUDE. Manuel de Géographie botanique. Trad. par Georges Poirault. 1 vol. in-8°, 552 p., 4 cartes, 3 fig. Paris, 1897.

9. — A. F. W. SCHIMPER. Pflanzen-Geographie auf physiologischer Grundlage. 1 vol. in-8°, 877 p., 502 fig., 5 pl., 4 cartes. Jena, 1898.

10. — ARNOLD JACOBI. Lage und Form biogeographischer Gebiete. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*, XXXV, p. 147-238, pl. VII, VIII, 1900.

11. — G. BAUR. New observations on the origin of the Galápagos Islands, with remarks on the geological age of the Pacific Ocean. *The American Naturalist*, XXXI, p. 661-680, 864-896, 1897.

CHAPITRE IV

PROVINCES BOTANIQUES ET ZOOLOGIQUES

Régions climatiques. — Provinces zoologiques.

Régions climatiques. — Si le climat est le facteur capital qui règle la répartition des Végétaux à la surface de la Terre, les zones climatiques distinguées par les météorologistes doivent aussi fournir les limites dans lesquelles peuvent s'encadrer les régions botaniques. Et, en effet, dans la pratique, l'application de ce principe a donné d'excellents résultats.

Ainsi l'isotherme de 10° du mois le plus chaud de l'année, qui détermine la limite de la zone arctique et de la zone antarctique avec les deux zones tempérées, coïncide d'une manière très satisfaisante, dans chaque hémisphère, avec la limite extrême de la végétation arborescente et les isothermes annuels de 20° se confondent presque avec les limites nord et sud des Palmiers. Les zones polaires, tempérées et tropicale de la Météorologie ont donc à peu de chose près les mêmes limites que les zones polaires, tempérées et tropicale de la Géographie botanique (fig. 8).

Comme on l'a vu plus haut, les conditions physiques caractéristiques de ces cinq *zones climatiques* se retrouvent dans les *zones d'altitude* étagées sur les flancs des massifs montagneux. Dans chacune des cinq zones climatiques, ce sont encore les climats qui déterminent les subdivisions naturelles caractérisées par la prédominance d'une même *formation* végétale [1], c'est-à-dire d'un groupement de Végétaux adaptés aux mêmes principales conditions physiques d'existence. Chacune de ces subdivisions naturelles, de ces formations possède en outre une faune particulière, dont les caractères généraux sont donnés par la nourriture végétale correspondante.

Dans l'intérieur d'une même formation, on peut encore distinguer un grand nombre de subdivisions secondaires, d'autant plus nom-

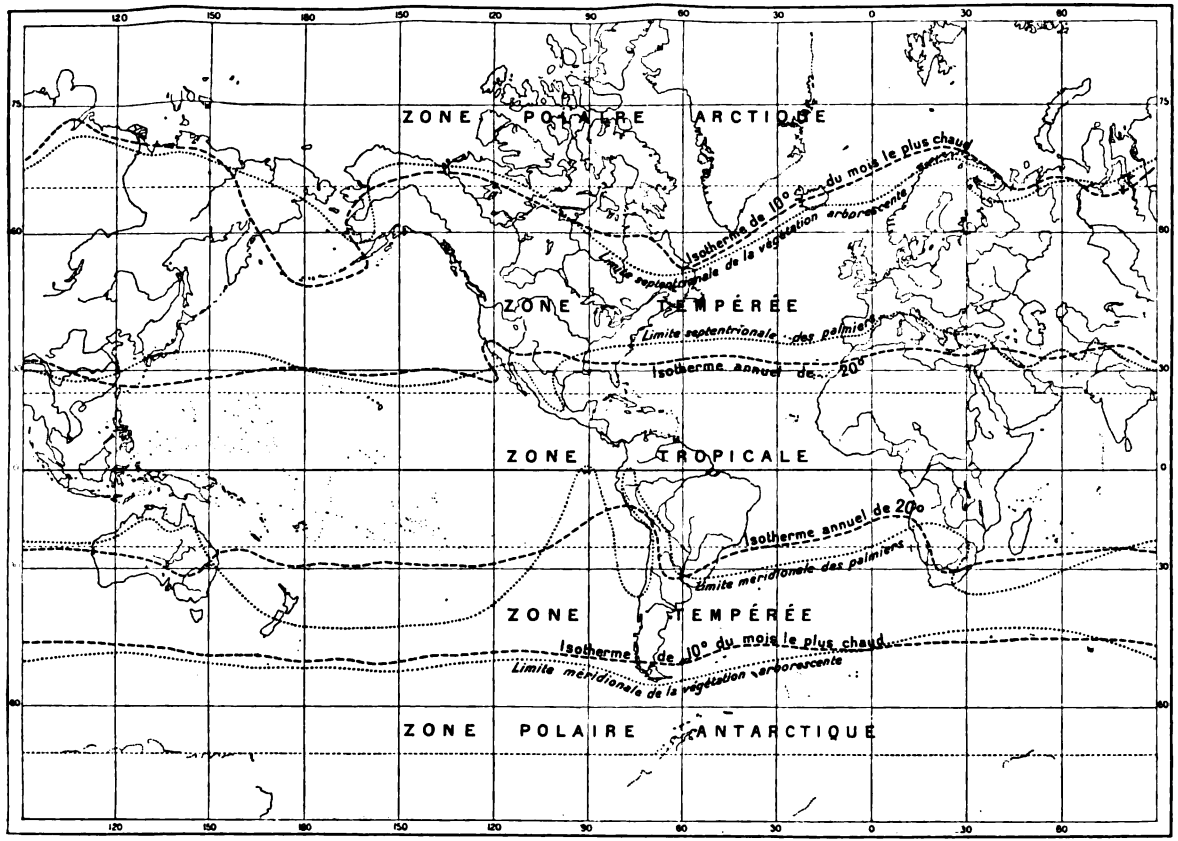


Fig. 8. — Coïncidence approximative des zones de végétation et des zones climatiques (d'après A. Supan).

breuses que la topographie du pays est plus variée, que la structure géologique est plus complexe et que, par suite, les conditions d'existence se modifient plus fréquemment aussi bien dans le sens horizontal que dans le sens vertical. Dans un pays où les conditions physiques sont aussi variées qu'en France on a été amené à établir toute une hiérarchie de territoires phytographiques [2], dans le détail desquels il est inutile d'entrer ici [1]. Il est plus intéressant de définir la dernière unité du groupement qu'il y ait avantage à distinguer dans les études de Géographie botanique. « L'*association végétale*, dit Flahault [3], est la dernière expression de la concurrence vitale et de l'adaptation au milieu dans le groupement des espèces. Les habitants d'une même station ne sont pas rattachés les uns aux autres par de simples relations de coexistence, mais encore par un lien d'intérêt réciproque, certains d'entre eux au moins pouvant avoir avantage et profit dans les conditions déterminées par la présence des autres. »

On désigne d'ordinaire les associations d'après la Plante la plus abondante, la plus caractéristique, dont la présence évoque immédiatement chez le botaniste le souvenir de tout un cortège d'autres Végétaux [2].

Lorsque l'on recueille dans un même gisement une série de restes de Végétaux fossiles appartenant à des espèces variées, il y a grand intérêt à la reconstitution de l'association végétale formée par les éléments recueillis. On pourra quelquefois, dans une localité voisine, rencontrer d'autres restes et reconstituer une autre association. Connaissant plusieurs associations de même âge, il sera possible de reconstituer une formation et de se rendre compte ainsi des conditions climatiques auxquelles était due son existence. Il est inutile d'insister davantage sur l'importance de pareilles reconstitutions.

Passons maintenant en revue les diverses zones climatiques et leurs principales subdivisions naturelles [7, 8].

Zone boréale. — Nous pouvons faire abstraction ici de la zone australe, car le continent Antarctique est couvert d'une vaste calotte glaciaire et les îles qui l'environnent sont, elles aussi, en grande partie glacées, de sorte que leur flore est à peu près réduite à des Cryptogames. La faune ne comprend guère que des Oiseaux marins.

1. Région, domaine, secteur, district, sous-district, station (Ch. Flahault).

2. Ainsi, par exemple, dans le Languedoc méridional et dans le Roussillon, dont Ch. Flahault a dressé une carte botanique, des associations caractérisées par les arbres suivants ont pu être distinguées : Pin de montagne, Sapin, Pin sylvestre, Pin laricio, Pin maritime, Hêtre, Châtaignier, Chêne-rouvre, Chêne-liège, Chêne-vert. Leur aire de répartition a pu être représentée sur la carte par des teintes conventionnelles.

Dans la zone boréale, par contre, de vastes étendues sont couvertes en été d'une végétation qu'on pourrait par endroits presque qualifier de luxuriante. Cependant, dans les expositions les moins favorables, c'est-à-dire dans les plaines, ce sont les Lichens et les Mousses (*Polytrichum*) qui prédominent et forment sur le sol une sorte de feutrage. Que ce tapis soit sec ou humide, ce type de végétation a reçu le nom de *toundra*. Les arbres y font entièrement défaut; par places on rencontre des arbrisseaux, tels que *Betula nana*, *Salix herbacea*, *Dryas octopetala*.

Une végétation tout à fait analogue se rencontre dans la haute montagne des régions tempérées, au-dessus de la limite supérieure des arbres et principalement vers la limite inférieure des neiges pérennes.

La toundra couvre une large zone sur le bord septentrional de l'Ancien Continent, depuis le Varanger Fjord jusqu'au détroit de Bering, et dans l'Amérique arctique. Le sol y reste toujours gelé en profondeur et ne dégèle en été qu'à la surface.

La faune de la toundra est très caractéristique, elle renferme les mêmes espèces dans l'Ancien et dans le Nouveau Continent. Ses principaux représentants sont l'Ours blanc (*Ursus maritimus*), le Glouton (*Gulo luscus*), le Lemming à collier, le Lièvre polaire (*Lagomys arcticus*), le Bison, le Bœuf musqué (*Ovibos moschatus*), l'Élan (*Alces machlis*), le Renne (*Rangifer tarandus*). Les Oiseaux sont en grande majorité aquatiques et beaucoup d'entre eux rentrent dans la catégorie des Oiseaux de passage. Le pelage des Animaux est souvent blanc, par une adaptation au milieu. C'est exactement ce qui se passe dans les régions alpestres, où certains Animaux possèdent aussi une robe d'hiver blanche.

Les Reptiles sont à peu près absents. Les Insectes ne sont représentés que par un petit nombre d'espèces et il en est de même des Mollusques terrestres.

Zones tempérées. — Dans les zones tempérées, les formations climatiques les plus extrêmes sont représentées, depuis les forêts d'arbres hygrophiles à feuilles persistantes des régions à climat maritime et pluies réparties sur toute l'année jusqu'aux déserts. Entre ces deux extrêmes viennent se placer les forêts d'arbres à feuilles caduques ou de Conifères des régions à hivers plus ou moins rigoureux et les steppes herbeuses ou pierreuses dépourvues d'arbres, et ces deux formations présentent encore toute une série d'intermédiaires, car elles se disputent la prépondérance, « comme deux tribus hostiles, également puissantes », dit Schimper. Alors ce sont des formations mixtes : les *parcs*, où les surfaces couvertes de hautes plantes herbacées et de Graminées alternent fréquemment avec des bouquets d'arbres ou de véritables forêts; les *savanes*, constituées par des prairies xérophiles, où se dressent des arbres isolés.

Les forêts d'arbres à feuilles caduques ou de Conifères ne sont très développées que dans la zone tempérée de l'hémisphère nord, dans un large espace qui, dans l'Ancien comme dans le Nouveau Continent, confine à la zone boréale. Dans ces forêts, c'est généralement une seule essence qui prédomine, les Amentacées occupent les plaines et les collines, les Conifères sont plus abondants dans les régions montagneuses, et les facteurs édaphiques jouent un rôle non moins important.

La faune de ces forêts est connue de chacun, ce sont les Animaux sauvages de nos régions [1] : le Loup, le Renard, le Chat sauvage, le Blaireau,

1. Nous nous bornons ici à énumérer les principales espèces de Mammifères.

l'Ours brun, l'Écureuil, le Lièvre, le Lapin, le Sanglier, le Cerf, le Daim, le Chevreuil. Le Castor et la Loutre habitent les cours d'eau; le Hérisson, la Musaraigne, les Mustélidés et les Muridés fréquentent aussi bien les terrains découverts.

Les mêmes espèces ou des espèces extrêmement voisines se rencontrent dans l'Amérique du Nord et en Asie.

Les arbres à feuilles coriaces abondent dans la région circumméditerranéenne, dont nous ne citerons que deux Animaux caractéristiques, le Porc-Épic et le Macaque (*Inuus ecaudatus*), confiné aujourd'hui en Europe sur le rocher de Gibraltar. Le même type de végétation se rencontre en Californie et dans l'Australie occidentale.

Les forêts d'arbres hygrophiles à feuilles persistantes prédominent dans les régions côtières du Sud-Est des États-Unis, du Japon méridional, de l'Est de l'Australie, de la Nouvelle-Zélande, du Chili méridional. Les Fougères arborescentes y sont particulièrement abondantes.

Il n'existe pas de caractères communs aux faunes de ces divers pays, ce qui montre une fois de plus le peu d'importance du facteur climatique dans la répartition des Mammifères.

Les *steppes* herbeuses couvrent de grandes surfaces dans le Sud-Est de la Russie, dans les parties méridionales de la Sibérie, en Mongolie, dans le centre de l'Amérique du Nord, où on les désigne sous le nom de « prairies », dans la République Argentine, où elles constituent les « pampas », dans les régions moyennement humides de l'Australie.

La faune des steppes d'Europe et d'Asie comprend des Rongeurs nombreux et spéciaux, tels que le Bobac, la Gerboise, le Spermophile, le Hamster, puis l'Hémione et l'Antilope Saïga. La présence de cette faune à l'état fossile dans certains dépôts du Quaternaire indique l'existence, dans oute l'Europe occidentale, pendant une phase déterminée de cette époque, d'un climat sec, essentiellement continental, en tous points comparable à celui des steppes de l'Asie centrale.

Plusieurs régions sèches de la zone tempérée australe sont remarquables par le grand développement de broussailles xérophiles, de buissons sans feuilles, souvent épineux. C'est le « scrub » d'Australie, avec ses *Eucalyptus*, ses Acacias, ses Protéacées; ce sont les « bosjes » de l'Afrique australe.

Toutes ces formations sont les équivalents des maquis, des garigues des régions méditerranéennes. Elles nous conduisent aux *déserts*, développés surtout sur les confins de la zone tropicale. Le Sahara et le désert d'Arabie dépassent de quelques degrés vers le sud le tropique du Cancer; les déserts du plateau Iranien et de l'Asie centrale, ceux des Montagnes Rocheuses et de Patagonie sont situés entièrement dans la zone tempérée; ceux de l'Afrique australe, du Sud de Madagascar et de l'Australie empiètent sur la zone tropicale.

La végétation rare et clairsemée est essentiellement xérophile, composée d'arbrisseaux à feuilles coriaces (*Retama*, *Leptadenia*), de buissons épineux (*Alhagi*, *Zilla*, *Cornulaca*), de plantes grasses (*Opuntia*, *Cereus*, *Agave*), de plantes à racines pivotantes (*Welwitschia*, *Harpagophytum*) ou traçantes (*Cucumis colocynthis*, la Coloquinte).

La vie animale n'est nullement absente du désert, comme on est trop porté à le croire, mais elle est moins abondante que dans la steppe et la savane. L'explorateur Foureau a rencontré, lors de son mémorable voyage

d'Alger au Congo par le Tchad [1], dans le Sahara septentrional et central, trois espèces de Gazelles, plusieurs Antilopes, dont l'Addax, le Mouflon à manchettes, le Guépard, le Chacal, le Fennec, des Renards, des Hyènes, la Gerboise, de nombreux Lézards et des Vipères, des Araignées, des Scorpions et des Insectes variés. Les Oiseaux sont surtout des Rapaces et des Oiseaux de passage. Le Lion et les Singes n'apparaissent que plus au sud, dans la région d'Iferouane, en même temps que les premiers arbres.

Le Chameau, si bien adapté à la vie du désert, n'est connu à l'état sauvage que dans les déserts autour de Kachgar, dans l'Asie centrale. D'autres Camélidés, les Lamas et les Alpagas, vivent dans les déserts de l'Amérique du Sud.

L'Autruche est également un habitant des déserts et des savanes, de même que les autres grands Oiseaux coureurs; elle est propre à l'Afrique et à l'Arabie; le Rhea est localisé dans l'Amérique du Sud; l'Emeu, en Australie; le Casoar, dans la Nouvelle-Guinée et dans le Nord de l'Australie.

Zone tropicale. — Comme dans les zones tempérées, les formations climatiques les plus extrêmes sont représentées dans la zone tropicale.

A une extrémité de l'échelle se trouvent les forêts d'hydrophytes à feuilles persistantes des régions à pluies réparties sur toute l'année.

Puis viennent les véritables forêts tropicales, à végétation « tropophile », à feuilles caduques, adaptée aux alternances de périodes de sécheresse et de périodes d'humidité.

On réunit d'ordinaire ces deux formations sous le nom de *forêt vierge*, de *grande forêt* ou de *forêt tropicale*. Il est difficile d'en tracer les limites respectives sur une carte; dans son ensemble, la grande forêt s'étend à une large zone côtière de l'Afrique occidentale, depuis la Gambie jusqu'au Congo, à la côte est de Madagascar; à la Birmanie et à la presqu'île de Malacca, aux Indes orientales, aux Philippines. On la retrouve dans la Nouvelle-Guinée et au Nord de l'Australie; dans la Colombie et dans les régions basses du Vénézuela, de la Guyane et du Brésil; enfin, dans la plupart des îles océaniques de la zone tropicale.

La forêt tropicale diffère de la forêt des régions tempérées par l'extrême variété des essences qui la constituent, il faudrait des pages pour en décrire l'aspect. Il suffira d'insister sur l'abondance des lianes ligneuses et des épiphytes.

La faune est moins variée. La forêt tropicale est la patrie des grands Singes et en particulier des Anthropomorphes. Les grands quadrupèdes sont rares et sont surtout localisés le long des cours d'eau.

Seuls les Éléphants, les Rhinocéros et les Buffles peuvent se frayer un chemin dans l'inextricable sous-bois. Les Oiseaux sont très nombreux et brillent des plus vives couleurs. Les Ophidiens, les grands Lacertiens, les Batraciens sont non moins fréquents. Les Insectes sont aussi variés que la flore.

Les régions plus sèches constituent la *savane tropicale*, qui prend l'aspect de *parc* lorsque les grands arbres isolés ou les bouquets d'arbres à feuilles caduques s'y introduisent en grand nombre; et qui passe à la *steppe*, lorsque les arbres disparaissent entièrement. Les plantes xérophiles sont souvent prédominantes. Le long des cours d'eau se développent de belles *forêts à galerie*.

1. F. Foureau. Documents scientifiques de la Mission Saharienne, t. II, p. 997-1001. Paris, 1905.

La savane couvre d'immenses régions dans le centre du continent Africain, où on lui donne souvent le nom de *brousse*, et dans les plateaux élevés du Brésil et de la Guyane, où les parties broussailleuses sont appelées « carrascos ». La *jungle* de l'Inde est une formation analogue, riche en bambous.

La faune de la savane tropicale est particulièrement variée. Les Singes n'y font pas défaut, les grands fauves y abondent en raison du grand nombre d'herbivores, l'Éléphant d'Afrique s'y rencontre encore en grands troupeaux ; c'est la patrie de la Girafe, des Antilopes, des Zèbres ; les divers Fourmiliers y trouvent une nourriture abondante, car c'est la formation qui convient le mieux aux Fourmis.

Enfin, les déserts ne manquent pas dans la zone tropicale. Ceux de l'Inde méridionale y sont entièrement situés. La zone littorale du Pérou et du Chili septentrional est la région du Globe où tombent les plus faibles hauteurs de pluie.

Les hauts plateaux des Andes ont également un climat désertique. Nous avons dit plus haut quels étaient les caractères de la flore et de la faune des déserts.

La Paléontologie végétale conduira certainement un jour à reconstituer, pour la plupart des périodes géologiques, les diverses formations, à tracer les limites de leur extension, leurs relations avec les faunes et ces résultats permettront d'édifier sur des bases sérieuses les considérations relatives aux anciens climats. Aujourd'hui ces tentatives sont encore à leurs débuts.

Provinces zoologiques. — On a vu plus haut sur quels principes peut être fondée la division des surfaces continentales en régions zoologiques naturelles. On pourrait chercher à établir, par des méthodes statistiques, pour chaque catégorie d'Animaux, des aires de répartition et en déduire une division en provinces. Mais ces provinces ne seraient valables que pour un groupe, elles ne s'appliqueraient que difficilement à d'autres ; on a constaté toutefois que les divisions géographiques basées sur l'extension des Mammifères donnaient des résultats beaucoup plus satisfaisants, qui tout au moins ne contredisent pas les conclusions auxquelles conduit l'étude d'autres animaux terrestres ou d'eau douce. Comme, d'autre part, on connaît aujourd'hui, au moins dans ses grandes lignes, l'histoire paléontologique des Mammifères, on peut, dans beaucoup de cas, comprendre, grâce à cette circonstance, la raison d'être de la répartition actuelle. C'est donc sur les Mammifères que sont basées les divisions zoogéographiques les plus usitées aujourd'hui (fig. 9). Nous allons les passer successivement en revue, en indiquant pour chacune les types les plus caractéristiques. Ce n'est que dans les dernières pages de cet ouvrage

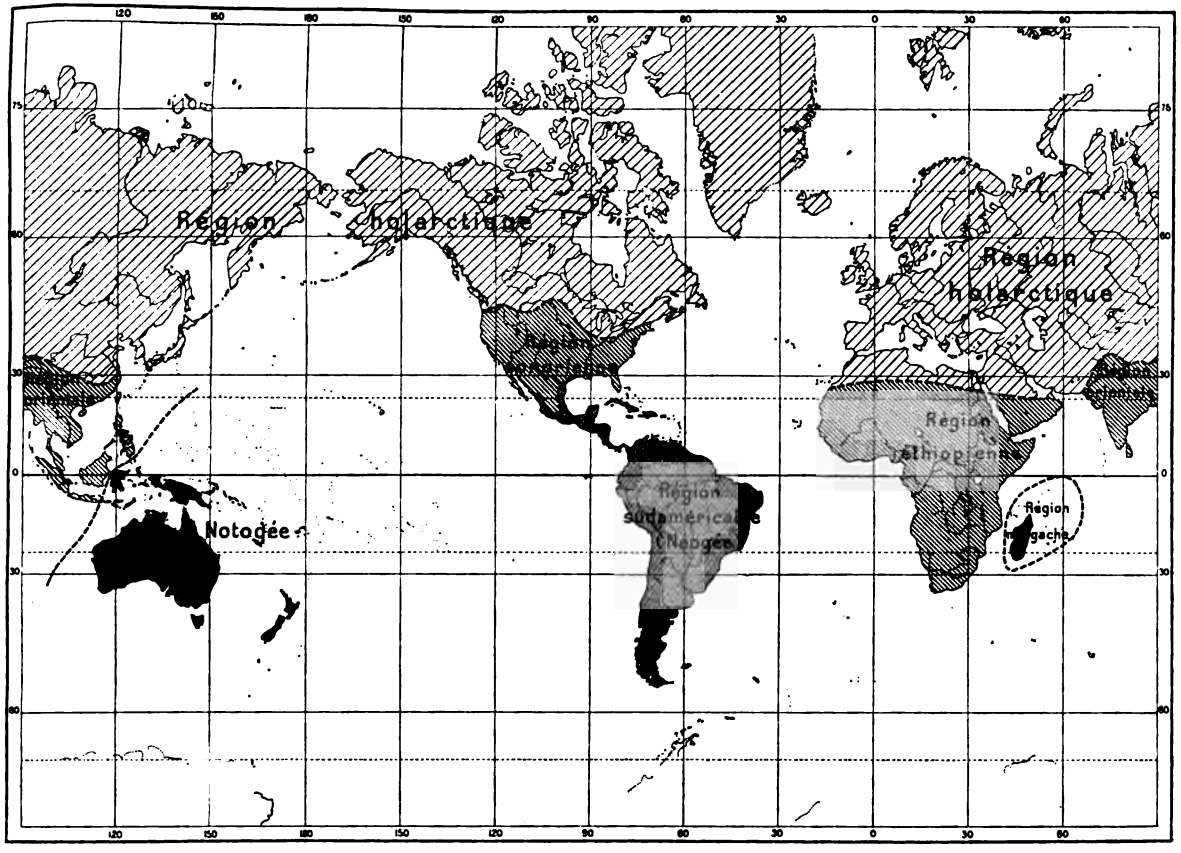


Fig. 9. — Régions zoologiques actuelles (d'après R. Lydekker).

que pourront être discutés utilement les documents paléontologiques qui nous éclairent sur l'histoire géologique de chacune de ces provinces. La nomenclature que nous suivrons est à peu près celle que R. Lydekker a employée dans un excellent ouvrage sur l'histoire géographique des Mammifères [11]; elle est fondée d'ailleurs sur les essais antérieurs de Sclater, de Wallace [4], de Huxley, de Heilprin [9].

Région holarctique ou circumpolaire. — Toute la partie boréale et tempérée de l'hémisphère nord est habitée par une faune remarquablement homogène. L'ancienne distinction d'une région « paléarctique », dans l'Ancien Continent, et d'une région « néarctique », dans le Nouveau, n'a pas de raison d'être, car dans les régions boréales des deux continents les Mammifères sont presque identiquement les mêmes, comme on l'a vu plus haut, et les faunes tempérées accusent également les plus étroites affinités, aussi le nom de région *holarctique* ou *circumpolaire* convient-il fort bien à l'ensemble. Il est inutile de reproduire la liste des espèces les plus caractéristiques de cette grande province, car il suffirait de combiner l'énumération des habitants de la région climatique boréale avec celle des Animaux des forêts tempérées et des steppes de l'hémisphère nord.

La région holarctique ne renferme ni Primates, ni Édentés, ni Marsupiaux, ni Monotrèmes. Les familles qui se rencontrent dans toute son étendue sont les suivantes : *Soricidæ*, *Talpidæ*, *Felidæ*, *Mustelidæ*, *Sciuridæ*, *Castoridæ*, *Muridæ*, *Lagomyidæ*, *Leporidæ*, *Ovidæ*, *Bovidæ*. De toutes ces familles, celle des *Lagomyidæ* seule n'a aucun représentant en dehors de la région holarctique.

Les limites de la région sont difficiles à préciser, car il existe presque partout des passages insensibles aux régions plus méridionales. Toutefois, au sud de l'Europe, la Méditerranée constitue une bonne démarcation, car la faune de l'Afrique du Nord se rattache bien davantage à la région éthiopienne qu'à la région holarctique.

Région éthiopienne. — Le continent Africain, avec l'adjonction de l'Arabie, jusqu'à la Syrie, et à l'exclusion de Madagascar, constitue une subdivision des plus naturelles, à laquelle convient très bien le nom de région *éthiopienne*, qui lui a été donné par Sclater.

A l'exception des Marsupiaux et des Monotrèmes, tous les ordres de Mammifères terrestres y sont représentés, mais seuls les sous-ordres des Hyracoïdés et des Tubulidentés (*Orycteropus*) y sont exclusivement confinés. Par contre, les Cervidés, les Ursidés, les Talpidés y font entièrement défaut. Parmi les genres spéciaux, il convient de citer le Gorille, le Chimpanzé, l'Hippopotame, la Girafe, l'Okapi récemment découvert, de nombreuses Antilopes, le Chevrotain, etc.

Les Cercopithèques, les Lémuriens, les Rhinocéros, les Éléphants, les Pangolins existent également dans l'Asie méridionale.

Région orientale ou indo-malaise. — L'Inde avec la sous-région himalayenne, l'Indo-Chine, la Chine méridionale et les îles de la Malaisie constituent une région dont la faune est spéciale, mais présente de grandes affinités avec la faune de la région éthiopienne, quoiqu'elle en soit entièrement séparée par le plateau Iranien, habité par une faune holarctique.

Comme familles spéciales on ne peut guère mentionner que des Insectivores. Les Tapirs, qui manquent en Afrique, existent aussi dans l'Amérique du Sud. Le nombre des genres spéciaux est bien plus considérable (Orang-Outang, Gibbon, divers Lémuriens, Insectivores, etc.).

Si l'on tient compte des faunes fossiles de la fin du Tertiaire, les affinités entre la région indo-malaise et la région éthiopienne apparaissent plus nombreuses encore, car certains types africains, comme l'Hippopotame, qui manquent de nos jours dans la région indo-malaise, y sont connus dans les dépôts néogènes des monts Siwaliks, et inversement, des types asiatiques, inconnus aujourd'hui en Afrique, se rencontrent à l'état fossile dans les dépôts tertiaires du Nord-Est de ce continent. Mais il y a plus : cette faune indo-africaine, très homogène lorsqu'on n'envisage que ses éléments essentiels, vivait également en Europe à l'époque néogène; elle y était représentée par les mêmes éléments. Ce n'est qu'à l'époque Quaternaire qu'elle fut refoulée vers le sud par l'invasion de la faune holarctique, d'origine boréale. La démonstration de ces faits doit être, bien entendu, réservée pour les derniers chapitres de cet ouvrage; on doit se contenter d'indiquer ici les résultats généraux, sans lesquels la communauté d'origine des faunes éthiopienne et indo-malaise et leur différenciation ultérieure ne pourraient se comprendre.

Région sonorienne. — La faune holarctique a envahi à peu près simultanément les pays septentrionaux de l'Ancien et du Nouveau Continent. Dans l'Amérique du Nord elle a refoulé vers le sud une faune qui n'était pas sans analogies avec la faune indo-africaine. Des descendants directs de cette faune tertiaire vivent aujourd'hui dans une région spéciale, que l'on a appelée région *sonorienne* [1] et qui comprend une grande partie des États-Unis et les hauts-plateaux du Mexique.

La faune comprend des éléments assez hétérogènes. Les uns sont manifestement d'origine holarctique : les Putois, les Ours, le Castor, etc. D'autres, comme les Tatous, sont immigrés de l'Amérique du Sud à une époque assez récente. La Sarigue (*Didelphys*), aujourd'hui exclusivement américaine, possède des ancêtres non seulement dans le Tertiaire d'Amérique, mais encore dans celui d'Europe (Gypse de Paris). Il y a cependant un assez grand nombre de types spéciaux, dont voici les principaux [2] : parmi les Insectivores, les genres *Notisorex* et *Scalops;* parmi les Carnivores, *Bassariscus* et *Spilogale;* parmi les Rongeurs, *Rhithrodontomys*, *Sigmodon*, *Neofiber* et de nombreux représentants de la famille des *Geomyidæ;* parmi les Ungulés, les genres *Antilocapra*, *Cariacus* et *Dicotyles* (le Pécari). Il est d'ailleurs plusieurs de ces genres dont l'aire de répartition actuelle s'étend jusque dans l'Amérique du Sud, mais qui sont certainement d'origine sonorienne.

Comme on connaît assez bien l'histoire paléontologique des Mammifères de l'Amérique du Nord pendant l'ère Tertiaire, on peut déterminer quels sont les types autochtones, véritablement américains, antérieurs à l'introduction de la faune holarctique, et l'on est ainsi conduit à la conclusion que les types caractéristiques de la faune sonorienne sont les descendants directs des dernières faunes tertiaires qui ont vécu dans l'Amérique du Nord. La faune sonorienne est donc à ces faunes tertiaires nordaméricaines

1. De *Sonora*, province du Mexique septentrional.
2. D'après l'énumération qu'en donne Lydekker [11].

exactement ce que sont les faunes éthiopienne et indo-malaise par rapport aux faunes néogènes de l'Eurasie.

Région sudaméricaine ou Néogée. — Toutes les faunes des régions dont il a été question jusqu'ici ont des affinités communes et la Paléontologie nous montre qu'elles descendent directement des faunes néogènes de l'Ancien Continent et de l'Amérique du Nord, entre lesquelles des échanges avaient eu lieu à plusieurs reprises pendant la durée des temps tertiaires. Pour ces raisons, on a donné le nom d'*Arctogée* à l'ensemble des terres que reliaient entre elles ces anciennes connexions et l'on a appelé *Néogée* l'Amérique du Sud, où l'évolution des Mammifères a suivi des voies toutes différentes. On connaît dans ses traits généraux l'histoire des Mammifères sudaméricains pendant l'ère Tertiaire et l'on a pu constater l'existence de plusieurs ordres et sous-ordres cantonnés dans cette partie du Globe et entièrement absents dans l'Arctogée. La faune sudaméricaine actuelle est en partie composée de descendants directs des faunes tertiaires et quaternaires de la Néogée, mais au début de l'ère Quaternaire la séparation des deux moitiés de l'Amérique a cessé d'exister, des communications ont dû s'établir, car un échange de faunes a eu lieu entre les deux Amériques ; des types sudaméricains se rencontrent pour la première fois dans les dépôts quaternaires de l'Amérique du Nord et simultanément des types nordaméricains se montrent dans les dépôts quaternaires des Pampas et des Andes. C'est là certainement un des plus beaux exemples de migrations de faunes que nous apporte la Paléontologie. Il va sans dire que l'exposé détaillé de ces faits remarquables ne pourra être donné que plus tard.

Il suffira pour le moment d'indiquer sommairement les groupes qui, à l'époque actuelle, permettent de distinguer la région sudaméricaine (y compris l'Amérique centrale et les Antilles) des autres régions du Globe.

Les Singes de la Néogée, appartenant aux deux familles des *Cebidæ* et des *Hapalidæ*, diffèrent essentiellement de tous les Singes de l'Ancien Continent par leur queue prenante et par des caractères anatomiques importants. Les *Solenodontidæ* sont une famille d'Insectivores propre aux Antilles, qui n'a d'analogue que les Tenrecs de Madagascar. Les Rongeurs sont représentés par des familles tout à fait spéciales. L'ordre des Édentés est essentiellement sudaméricain et n'apparaît dans l'Amérique du Nord qu'au Quaternaire. Parmi les Marsupiaux, les *Didelphyidæ* empiètent également sur la région sonorienne et le genre *Cænolestes*, découvert par Oldfield Thomas dans l'Équateur, est un type singulier qui relie les Diprotodontes aux Polyprotodontes. Si l'on envisageait les formes éteintes on aurait à enregistrer un nombre plus considérable encore de types exclusivement sudaméricains, absolument spéciaux, et en particulier plusieurs sous-ordres d'Ongulés. D'autre part, l'étude des faunes tertiaires nous apprend que les Félidés, représentés aujourd'hui par le Puma et le Jaguar, les Canidés, les Ursidés, les Cervidés, les Dicotylidés, les Camélidés (Lamas), les Tapirs, qui font partie intégrante aujourd'hui de la faune sudaméricaine, sont des immigrants de date récente, originaires de l'Amérique du Nord, où vivaient leurs ancêtres.

Enfin, la faune de la Néogée se distingue encore par des caractères négatifs : absence totale des Singes catarrhiniens, des Lémuriens, des Antilopidés, des Bovidés, des Oryctéropes, des Manidés et de tous les groupes d'Insectivores qui se rencontrent dans l'Arctogée.

L'examen des Invertébrés et des classes de Vertébrés autres que les

Mammifères nous montrerait aussi que l'Amérique du Sud renferme surtout des types spéciaux, auxquels sont venues se mêler en petit nombre, à une époque très récente, des formes originaires de l'hémisphère nord; mais cet examen mettrait également en évidence les affinités réelles qui unissent plusieurs des types spéciaux avec certains types africains. Parmi les Poissons, les Dipneustes nous fournissent un curieux exemple de ces relations, qui ne ressortent pas de l'étude des Mammifères. Le genre *Protopterus* de l'Afrique occidentale est proche parent du genre *Lepidosiren*, qui vit au Brésil et au Paraguay. Les Reptiles, les Lamellibranches, les Fourmis, de même que la flore conduisent au même résultat et permettent de supposer avec von Ihering [15-19], Neumayr [0,3], Pfeffer [21], Engler [20], qu'une connexion entre l'Amérique du Sud et l'Afrique existait au travers de l'Atlantique à une époque géologique très ancienne, que nous chercherons à préciser plus tard.

Région malgache. — De tous temps les zoologistes ont envisagé Madagascar comme une région très spéciale, remarquable par la présence de quelques types tout à fait particuliers et par l'absence complète des Animaux les plus caractéristiques du continent Africain. Les découvertes récentes sont encore venues accentuer cette singularité. L'étude de la faune subfossile [22], en particulier, est venue augmenter le nombre des faits énigmatiques.

On désigne sous le nom de faunes subfossiles des associations d'animaux comprenant, à côté d'espèces encore vivantes, des formes disparues, mais éteintes à une date très récente. Dans le cas de Madagascar, il s'agit de Mammifères et d'Oiseaux, qui non seulement ont assisté à l'arrivée de l'Homme, mais dont la disparition peut être pour ainsi dire datée, puisque l'on trouve mêlés aux ossements de Vertébrés des objets ayant servi d'ornements et des « silex taillés en pierres à fusil exactement de la taille et de la forme de celles qu'emploient aujourd'hui les indigènes pour les fusils de traite que les Arabes et les premiers Européens ont introduits dans l'île » [22]. Les gisements qui ont fourni ces ossements sont des tourbières, des cavernes et des dépôts de projections volcaniques. Voici les traits les plus saillants de la faune de Vertébrés tant vivante que subfossile de Madagascar. Les Lémuriens sont plus abondants que dans n'importe quelle autre région du Globe, les formes vivantes sont d'assez petite taille; parmi les formes éteintes il s'en trouve de géantes. Ils sont représentés par 9 familles, dont plusieurs sont spéciales à Madagascar et aux îles voisines et accusent des affinités avec les Lémuriens fossiles d'Europe.

Les Insectivores malgaches appartiennent soit à la famille des *Centetidæ* ou Tenrecs, qui n'ont d'affinités qu'avec les *Solenodontidæ* des Antilles, soit à quelques genres voisins de types éthiopiens, mais cependant spéciaux.

Les Rongeurs sont pour la plupart des *Nesomyidæ*, famille exclusivement malgache.

Parmi les Carnivores, *Cryptoprocta* et *Eupleres* sont les représentants uniques de deux tribus spéciales à l'île, tandis que les *Viverrinæ* et les *Herpestinæ* se rapprochent de types africains et de formes fossiles d'Europe.

Les faunes subfossiles de Madagascar ont fourni des restes de deux Animaux, qui appartiennent aux Édentés dans le sens le plus large : l'un, *Plesiorycteropus*, est voisin des Oryctéropes d'Afrique, dont on connaît également des représentants fossiles en Europe et en Asie; l'autre, que Guillaume Grandidier a appelé *Bradytherium*, est un véritable Édenté, voisin de quelques formes sudaméricaines, c'est le seul Édenté proprement dit que l'on

connaisse en dehors du continent Américain. Deux genres d'Ongulés seulement ont été trouvés à l'état subfossile à Madagascar, *Hippopotamus* et *Potamochœrus*, genres africains, mais représentés par des espèces différentes de celles du continent.

Il n'y a donc à Madagascar ni Singes, ni Félins, ni Chiens, ni Ours, ni Ruminants, ni Éléphants, ni Marsupiaux, et les familles de Rongeurs et d'Insectivores caractéristiques de l'Arctogée font presque entièrement défaut.

Les Oiseaux sont non moins particuliers. A. Milne-Edwards et A. Grandidier ont remarqué que leurs affinités sont beaucoup plus grandes avec l'Extrême-Orient qu'avec l'Afrique. Quant aux remarquables Oiseaux géants subfossiles, dont le plus connu est l'*Æpyornis*, ils se rapprochent à la fois des *Dinornis* de la Nouvelle-Zélande, des Autruches actuelles et des Oiseaux éocènes d'Europe.

Disons encore un mot des Tortues géantes, dont les restes se trouvent dans les mêmes gisements que les Mammifères subfossiles et les *Æpyornis*. Des espèces du même groupe vivaient en abondance à Madagascar, à Rodriguez, Maurice, la Réunion, aux Seychelles, au moment de la découverte de ces îles, et actuellement on ne rencontre guère de formes voisines que dans les îles Galapagos, mais on en connaît de fossiles dans le Tertiaire d'Égypte.

Pour les autres classes de Vertébrés et pour les Invertébrés nous ne pouvons donner ici que les conclusions auxquelles est arrivé Paul Lemoine [23] dans une remarquable étude critique de l'ensemble de la faune de Madagascar.

Le fait le plus intéressant qui se dégage avec évidence de cette étude est « la présence, dans presque tous les groupes, de types d'Animaux dont les affinités sont avec les formes sudaméricaines ». La présence à Madagascar d'un véritable Édenté n'est donc pas une exception. En général la faune malgache a plus d'analogies avec la faune sudaméricaine que la faune éthiopienne elle-même.

D'autre part on ne peut nier certaines affinités zoologiques entre Madagascar et le continent Africain, mais la communication entre les deux régions a dû se trouver coupée à une époque très ancienne, lorsque l'Afrique était encore habitée par une faune voisine de la faune sudaméricaine et que les types caractéristiques de l'Arctogée (Singes catarrhiniens, Proboscidiens, Ruminants, etc.), ne l'avaient pas encore complètement envahie [1].

La présence de *Potamochœrus* et d'*Hippopotamus* dans la faune subfossile de Madagascar s'explique par le genre de vie amphibie de ces deux genres. A une époque relativement récente, le détroit de Mozambique était probablement parsemé d'îles, qui pouvaient permettre à de bons nageurs de le franchir, tandis que les autres animaux n'en avaient pas les moyens.

Enfin, les affinités de Madagascar avec l'Inde sont également assez nombreuses (*Pteropus*, *Emballonura*, *Calophrynus*, *Phelsuma*, *Mystrium*, etc.), et il importe de signaler que les Mollusques terrestres et d'eau douce de Madagascar et des Seychelles sont plus voisins de ceux de l'Inde que de ceux d'Afrique. Les Seychelles forment une sorte de trait d'union entre Madagascar et l'Inde et l'on a supposé, comme il a été dit plus haut, que l'Inde péninsulaire, les Seychelles et Madagascar sont les débris d'un continent

1. Le genre *Hyrax* paraît être un de ces types anciens, antérieurs à l'invasion de la faune de l'Arctogée. Le Miocène de Patagonie a fourni des restes d'une famille d'Ongulés voisine de ce genre africain.

qui occupait l'emplacement d'une partie ou peut-être de tout l'océan Indien. C'est sur ce continent que les Lémuriens se seraient principalement développés, d'où le nom de *Lémurie* qu'on lui a donné autrefois.

Nous aurons l'occasion plus tard de faire valoir des arguments d'ordre géologique en faveur de l'existence de cet ancien continent Indien. Il y aura lieu aussi de revenir sur les relations génétiques qui unissent certains éléments de la faune de Madagascar avec la faune fossile des phosphorites du Quercy.

Région australienne. — Il n'est pas de région dont les Mammifères diffèrent autant de ceux de l'Arctogée que l'Australie. Ce continent est habité par une faune toute spéciale, qui se rencontre en outre dans quelques petites îles et dans les deux grandes îles voisines, la Tasmanie et la Nouvelle-Guinée. Quant à la Nouvelle-Zélande, les Mammifères y font totalement défaut, à l'exception du genre *Mus*, vraisemblablement introduit par l'Homme, et de quelques Chiroptères. Les îles de la Polynésie sont dans le même cas. On a donné le nom de *Notogée* à l'ensemble de ces régions.

Les Mammifères australiens sont presque exclusivemont des Monotrèmes et des Marsupiaux, c'est-à-dire des Aplacentaires. Les Placentaires sont représentés uniquement par un Chien (*Canis Dingo*), probablement arrivé avec l'Homme, et par plusieurs genres de Rongeurs, dont les uns sont cosmopolites, tandis que les autres sont localisés en Australie et dans les îles voisines et sont probablement un élément très ancien de la faune.

Les Monotrèmes, réduits aux trois genres *Ornithorhynchus*, *Echidna*, *Proechidna*, sont les plus primitifs parmi les Mammifères actuels et n'accusent d'affinités qu'avec des Mammifères de l'ère Secondaire, que Winge envisage comme des Monotrèmes fossiles.

Les Marsupiaux sont également très voisins de certaines formes mésozoïques, mais ils sont aujourd'hui très différenciés et adaptés aux genres de vie les plus divers. Toutes les familles vivantes de Marsupiaux actuelles vivent exclusivement dans la région australienne, à l'exception des *Didelphyidæ* et des *Epanorthidæ*, qui n'ont que des représentants américains et qui sont connues également dans les dépôts tertiaires. En revanche, on ne sait presque rien de l'histoire paléontologi-

Fig. 10. — *Epiceratodus Forsteri*. Dipneuste de Tasmanie. 1/8 gr. nat. (d'après Günther).

que des Marsupiaux australiens, car la faune quaternaire d'Australie, dont les restes ont été trouvés à l'état fossile, si riche qu'elle soit en formes géantes, ne comprend cependant que des types voisins des formes actuelles. On n'a rencontré jusqu'à présent qu'un seul Marsupial dans le Tertiaire d'Australie et il est encore mal connu.

Il est évident que la séparation de la région australienne a dû se faire à une époque très reculée, elle doit remonter à un moment où l'Europe et l'Asie n'étaient pas encore habitées par des Mammifères placentaires, c'est-

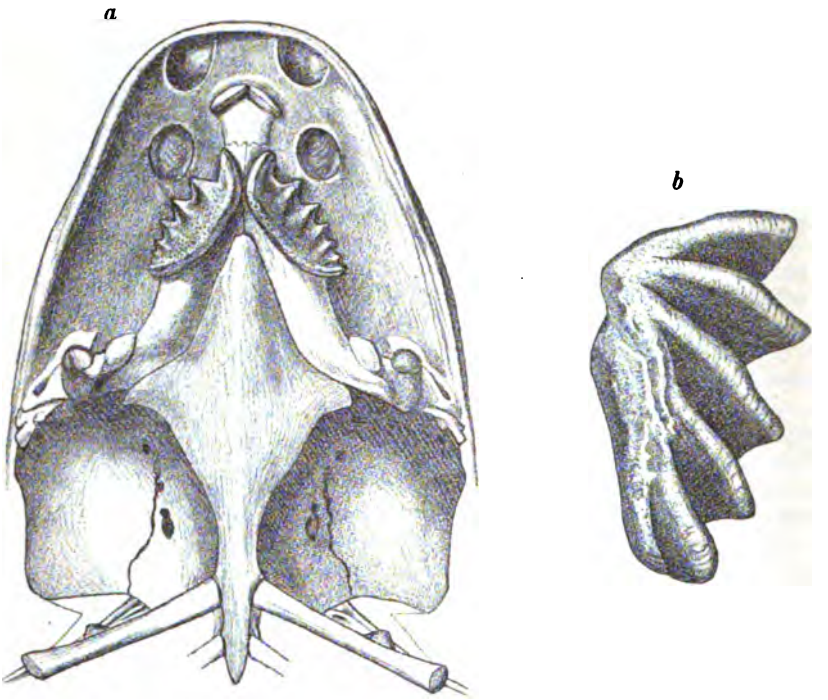


Fig. 11. — *a. Epiceratodus Forsteri.* Face inférieure du crâne. Tasmanie. 1/2 gr. nat. (d'après GÜNTHER). — *b. Ceratodus runcinatus.* Dent palatine. Trias du Wurtemberg. 4/5 gr. nat. (d'après ZITTEL).

à-dire aux temps antétertiaires. Et, en effet, ce ne sont pas seulement les Monotrèmes et les Marsupiaux qui nous révèlent des affinités avec les faunes mésozoïques. Le genre *Epiceratodus* (fig. 10: 11, *a*) est un Poisson dipneuste habitant aujourd'hui le Queensland, qui ne diffère que fort peu des *Ceratodus* qui vivaient en Europe à l'époque triasique (fig. 11, *b*). Le genre *Hatteria* de la Nouvelle-Zélande est l'unique représentant actuel d'un ordre de Reptiles, les Rhynchocéphales, qui était très répandu dès le Permien, puis au Trias et au Jurassique. Les côtes de l'Australie et des îles voisines sont encore habitées aujourd'hui par des Animaux marins, qui, comme le genre de Mollusques bivalves *Trigonia*, étaient très abondants dans l'hémisphère nord aux temps secondaires et qui ont aujourd'hui une aire de répartition très restreinte.

De même que Madagascar nous révèle, dans une partie de sa faune actuelle, des êtres qui sont en quelque sorte des survivants de ceux qui habitaient l'Europe vers le milieu de l'ère Tertiaire, l'Australie a conservé jusqu'à nos jours un certain nombre d'habitants ne différant que peu de leurs ancêtres quaternaires. L'une et l'autre région sont restées à peu près indemnes des immigrations successives qui ont modifié profondément les faunes de l'Arctogée.

On a cru pendant longtemps, sur la foi du grand naturaliste anglais Wallace, que la délimitation de la région australienne et de la région indo-malaise se faisait d'une manière très tranchée, suivant une ligne passant entre Bornéo et Célèbes, par le détroit de Makassar, et entre les deux îles Bali et Lombok. On avait même donné le nom de « ligne de Wallace » à cette limite. On sait aujourd'hui, grâce surtout aux recherches de Max Weber [12], qu'il n'existe pas de délimitation entre les deux régions, mais qu'entre les deux se trouve une zone de passage graduel, car Célèbes renferme une faune nettement indo-malaise, à laquelle viennent se mélanger quelques rares Marsupiaux (*Phalanger*). Ces éléments australiens deviennent de plus en plus abondants d'une île à l'autre, à mesure que l'on se rapproche de la Nouvelle-Guinée, et en même temps les Lémuriens et les autres éléments indiens disparaissent graduellement. Il semble donc que les îles de la Malaisie ont été envahies, après le moment où elles émergèrent des eaux, à la fois par l'ouest et par l'est, de sorte que deux faunes, primitivement beaucoup plus franchement séparées qu'elles ne le sont actuellement, sont venues se mélanger.

Ces faits et ceux qui ont été exposés dans les pages précédentes illustrent jusqu'à l'évidence le rôle capital que jouent dans la zoogéographie les *migrations*. L'étude des périodes géologiques nous en fournira encore de nombreux exemples.

---

1. — Eug. Warming. Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie, eine Einführung in die Kenntniss der Pflanzenvereine. Deutsche Ausgabe von E. Knoblauch. 1 vol. in-8°, 412 p. Berlin, 1896.

2. — Ch. Flahault. La flore et la végétation de la France. Introduction de la Flore descriptive et illustrée de la France par l'abbé H. Coste. 1 br. in-8°, 52 p., 1 carte. Paris, 1901.

3. — Id. La nomenclature de la Géographie Botanique. *Annales de Géogr.*, X, p. 260-265, 1901.

4. — Alfred Russel Wallace. The Geographical Distribution of Animals. 2 vol. in-8°, 503 + 607 p., 20 pl., cartes. New-York, 1876.

5. — J. A. Allen. The Geographical Distribution of Mammalia considered in relation to the principal Ontological Regions of the Earth, and the Laws that govern the Distribution of Animal Life. *Bull. U. S. Geol. a. Geogr. Surv. of the Territories*, IV, p. 313-378, 1873.

6. — Will. Marshall. Atlas der Tierverbreitung. Berghaus' Physikalischer Atlas, Abth. VI, 10 p., 9 cartes. Gotha, 1887.

7. — K. Möbius. Die Tiergebiete der Erde, ihre kartographische Abgrenzung und museologische Bezeichnung. *Archiv für Naturg.*, LVII, 1, p. 277-291, 1 carte, 1891.

8. — MERRIAM. Laws of temperature control of the geographical distribution of terrestrial animals and plants. *The National Geogr. Mag.*, VI, p. 229-238, pl. XII, XIII, 1894.

9. — ANGELO HEILPRIN. The geographical and geological distribution of Animals. *The International Scientific Series*, LVIII, 2d edit., 1 vol. in-16, 435 p., 1 carte. London, 1894.

10. — FRANK E. BEDDARD. A text-book of Zoogeography. *Cambridge Natural Science Manuals*, 1 vol. in-16, 246 p., fig. Cambridge, 1895.

11. — R. LYDEKKER. A Geographical History of Mammals. 1 vol. in-8°, 400 p., 82 fig., 1 carte. Cambridge, 1896.

12. — MAX WEBER. Der indo-australische Archipel und die Geschichte seiner Tierwelt. 1 br. in-8°, 46 p., 1 pl. Jena, 1902.

13. — A. E. ORTMANN. The geographical distribution of freshwater Decapods and its bearing upon ancient geography. *Proc. Amer. Philos. Soc*, XLI, n° 171, p. 267-400, 1902.

14. — MAX WEBER. Die Säugethiere, 1 vol. in-8°, 866 p., 567 fig. Jena, 1904.

15. — H. VON JHERING. Die geographische Verbreitung der Flussmuscheln. *Das Ausland*, Stuttgart, 1890, nos 48, 49.

16. — ID. Die Palaeo-Geographie Südamerikas. *Ibid.*, Stuttgart, 1893, nos 1-4.

17. — ID. Najaden von S. Paulo und die geographische Verbreitung der Süsswasserfaunen von Südamerika. *Arch. f. Naturg.*, 1893, p. 45-140, pl. III, IV.

18. — ID. Das neotropische Florengebiet und seine Geschichte. *Engler's Botanische Jahrbücher*, XVII, p. 1-54, 1893.

19. — ID. The History of the Neotropical Region. *Science*, XII, 7 déc. 1900, p. 857-864.

20. — A. ENGLER. Ueber floristische Verwandtschaft zwischen dem tropischen Afrika und Amerika, sowie über die Annahme eines versunkenen brasilianisch-äthiopischen Continents. *Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss.*, 9. Febr. 1905, n° VI, p. 180-231.

21. — G. PFEFFER. Die zoogeographischen Beziehungen Südamerikas, betrachtet an den Klassen der Reptilien, Amphibien und Fische. *Zool. Jahrbücher*, Suppl. VIII, p. 407-433. Jena, 1905.

22. — GUILLAUME GRANDIDIER. Recherches sur les Lémuriens disparus et en particulier sur ceux qui vivaient à Madagascar. *Nouv. Arch. du Mus. d'Hist. Nat.*, 4e sér., VII, 144 p., 27 fig., 12 pl. 1905.

23. — PAUL LEMOINE. Études géologiques dans le Nord de Madagascar. Contributions à l'histoire géologique de l'océan Indien. Chap. XXV. Relations biogéographiques de Madagascar. *Annales Hébert*, III, p. 330-455, Paris, 1906.

V. aussi : III, 6; III, 8; III, 10; XII, 12.

CHAPITRE V

CARACTÈRES PHYSIQUES DU MILIEU MARIN

Salure. — Gaz en dissolution. — Température. — Mouvements superficiels.

L'étude des caractères physiques du milieu marin constitue la partie principale d'une science indépendante, l'océanographie. Vouloir résumer ces caractères en quelques pages constituerait une entreprise illusoire, s'il ne s'agissait pas uniquement ici d'indiquer sommairement ceux des résultats généraux de l'océanographie qui peuvent avoir une application géologique directe.

Salure. — Le caractère le plus remarquable de l'eau de mer réside dans sa salure, c'est-à-dire dans la présence, dans sa masse, d'une certaine quantité de sels en dissolution. La teneur moyenne en sels est variable, elle est en moyenne de 3,5 °/₀ de la masse totale; les variations [1] sont fonction de l'évaporation et de l'apport d'eau douce par les fleuves, par les glaciers et par les pluies. L'évaporation est plus intense dans les régions tropicales que dans les régions tempérées ou froides et, par suite, le degré de salure y est plus élevé. L'évaporation étant favorisée par le vent, la salure est plus forte dans les régions des vents alizés, où elle atteint 3,76 °/₀, tandis que, dans les régions équatoriales des calmes, elle est sensiblement inférieure à la moyenne. Dans les mers intérieures elle est supérieure à la moyenne, lorsque l'évaporation n'est pas compensée par l'apport d'eau douce des grands fleuves. C'est ainsi que dans la Méditerranée elle est de 3,9 °/₀ et qu'elle atteint 4 °/₀ et même 4,3 °/₀ dans la mer Rouge. Par contre, lorsque l'évaporation est faible et que la mer intérieure reçoit des fleuves importants, comme c'est le

1. Une excellente carte résumant l'état actuel de nos connaissances sur les variations de la salure des eaux à la surface des mers se trouve dans les *Mitteilungen* de Petermann [9].

cas pour la mer Noire et la Baltique, la teneur en sels est très faible et la dessalure tend à augmenter de plus en plus. Voisine de la normale à l'entrée de la Baltique, la salure diminue progressivement de l'ouest vers l'est, elle n'est plus que de 1,27 °/₀ dans le Grand Belt, de 0,92 °/₀ dans le Sund et tombe à 0,35 °/₀ dans le golfe de Finlande. De même, la salure diminue graduellement, quoique dans des proportions bien moindres, des rivages vers le large.

Dans les régions polaires, la salure est moindre, en raison de la moins forte évaporation et de la grande quantité d'eau douce amenée sous forme de glace par les glaciers.

Quelles que soient les variations que présente le degré de salure des eaux marines, la proportion entre eux des divers sels dissous est remarquablement constante. Ainsi la composition de l'eau de la Méditerranée ne diffère guère de celle de l'Atlantique que par le degré de salure; d'après Th. Schlœsing [10], les constitutions minérales des deux mers sont presque identiques. Voici les nombres auxquels est arrivé W. Dittmar, à la suite de l'étude des échantillons prélevés lors de l'expédition du *Challenger* [1], pour les sels les plus abondants dans l'eau de mer :

Chlorure de sodium	77,758
— de magnésium	10,878
Sulfate de magnésium	4,737
— de calcium	3,600
— de potassium	2,465
Carbonate de calcium	0,345
Bromure de magnésium	0,217
	100,000

Ces chiffres sont d'ailleurs plutôt théoriques, car il n'est pas toujours facile d'établir de quelle manière les acides et les bases sont groupés [1].

D'autre part, il n'est pas tenu compte de la présence, en quantités infinitésimales, de divers autres sels, car l'analyse a révélé la présence dans l'eau de mer d'un très grand nombre de corps simples. Il y a quelques années on en comptait déjà 32.

Les seuls sels qui se trouvent en proportions variables dans les eaux marines sont les sels de chaux. Dans les eaux douces le carbonate est beaucoup plus abondant que le sulfate, tandis que dans les

1. De plus, certains auteurs indiquent des quantités appréciables de chlorure de potassium. Suivant van t'Hoff la proportion des composants, en ne tenant pas compte des sels de calcium, répondrait à l'expression suivante en molécules : 100 $NaCl$ + 2,2 KCl + 7,8 $MgCl^2$ + 3,8 $MgSO^4$.

eaux salées c'est précisément l'inverse. Il y aura lieu, dans un des chapitres suivants, de rechercher les causes de cette particularité.

Les différences de salure déterminent, surtout dans les détroits qui font communiquer les mers intérieures avec les océans, des courants qui sont dus à la plus grande densité des eaux les plus riches en sels. Les eaux salées lourdes descendent vers le fond, déplacent des eaux moins salées qui s'élèvent à la surface et remplacent constamment les eaux descendantes et celles qui ont disparu par l'évaporation. Il y aura toujours un courant profond, allant de la mer la plus salée vers la mer la moins salée et, réciproquement, un courant de surface ira de la mer la moins salée vers la mer la plus salée. La Méditerranée reçoit ainsi, par des courants de surface, par le détroit de Gibraltar et le Bosphore, les eaux moins salées de l'Atlantique et de la mer Noire, tandis qu'en profondeur les eaux plus salées s'écoulent vers l'extérieur. De même, les eaux douces de la Baltique s'écoulent superficiellement vers la mer du Nord, tandis qu'en profondeur règne dans les détroits une salure voisine de la normale.

La densité de l'eau de mer est en moyenne de 1,026 dans les océans, elle s'élève à 1,03 dans la Méditerranée, mais elle ne dépend pas seulement de la salure, elle est également fonction de la température, comme nous le verrons plus loin.

Gaz en dissolution. — Outre les sels, l'eau de mer renferme également en dissolution une certaine quantité de gaz, qui sont l'azote et l'oxygène, empruntés à l'air, et l'acide carbonique. Mais la proportion de l'azote et de l'oxygène, qui dans l'air est de 79 : 21, n'est pas la même dans l'eau de mer et varie avec la température, elle est en moyenne de 65 : 35.

La quantité d'acide carbonique libre, non combiné, est souvent très faible dans l'eau de mer; en général ce gaz s'unit aux carbonates pour former des bicarbonates. La teneur indiquée par l'analyse n'augmente pas avec la profondeur, comme on l'avait cru (Thoulet); elle est moindre dans les mers chaudes que dans les mers froides et elle semble en relation directe avec la plus ou moins grande intensité de la vie animale, car, ainsi que l'indique G. Bohn[1], les eaux où les manifestations vitales sont le plus accentuées, en particulier celles du littoral, sont légèrement acides, tandis qu'au large l'eau est généralement alcaline. L'eau de mer renferme encore en suspension une certaine quantité de substances minérales à l'état pulvéru-

1. Georges Bohn. Des mécanismes respiratoires chez les Crustacés Décapodes. Essai de physiologie évolutive, éthologique et phylogénique. Thèse, Paris, 1901, p. 8.

lent. Leur présence n'est pas étrangère à la coloration de la mer. Il en sera question dans le chapitre relatif à la sédimentation.

Température. — La température de l'eau de mer est un facteur capital dans la répartition de la vie; il est donc nécessaire d'indiquer sommairement les lois qui président à sa distribution.

L'eau possédant une chaleur spécifique très élevée, s'échauffe très lentement sous l'action des rayons solaires, de sorte que la température des couches superficielles de la mer est soumise à des variations moins grandes que la terre ferme.

Les températures les plus élevées qui aient été observées ne dépassent pas 32°. Les variations diurnes de la température ne se font plus sentir dans la Méditerranée à une profondeur de 18 m, les variations saisonnières, à 450 m; au delà, la température est absolument constante pour un point déterminé.

Le point de congélation de l'eau de mer est à — 3°,6, aussi est-ce là la plus basse température observée.

Comme l'eau de mer n'a pas son maximum de densité à + 4°, mais que ce maximum varie avec la salure, il en résulte que dans les grands fonds des océans la température peut s'abaisser au-dessous de 0°. Les eaux froides étant plus denses que les eaux chaudes, elles descendent en profondeur à mesure qu'elles sont refroidies à la surface, de sorte que l'on rencontre dans les océans, de la surface vers le fond, des couches superposées de température décroissante, à peu près horizontales. On retrouve sous les Tropiques, dans les grandes profondeurs, les basses températures que l'on ne rencontre à la surface que dans les régions arctiques et antarctiques. Cela tient à ce que les eaux froides et denses qui subissent constamment dans les régions polaires un mouvement de descente, rampent sur le fond des océans en suivant sa pente extrêmement faible jusqu'à ce qu'elles arrivent dans les profondes dépressions des régions équatoriales, d'où elles refoulent graduellement les eaux plus chaudes, qui tendent à s'élever.

Il résulte de ces différences de température dans les océans une circulation extrêmement lente, si lente qu'elle ne peut être mesurée et qu'elle a été niée par certains auteurs; mais elle peut seule expliquer le renouvellement, dans les grands fonds, de l'oxygène nécessaire à la vie organique, qui, comme nous le verrons, y est très active.

Dans les mers intérieures, séparées des océans par un seuil élevé, la température n'est plus celle des régions polaires. Les eaux froides

du fond de l'océan n'arrivent pas à franchir le seuil; en revanche les eaux de la surface sont refroidies en hiver et tombent au fond, de sorte qu'à partir d'une certaine profondeur, la température de l'eau est constante et atteint à peu près la température moyenne des mois d'hiver à la surface. Dans la Méditerranée, par exemple, elle est de 12°7 à partir d'une profondeur d'environ 350 m, qui est celle du détroit de Gibraltar. C'est pour la même raison que l'océan Pacifique ne reçoit d'eaux froides que des régions antarctiques, la faible profondeur du détroit de Bering ne permettant que desé changes superficiels avec l'océan Arctique.

Mais l'exemple le plus curieux du rôle joué dans la distribution de la température par les seuils sous-marins est fourni par la crête

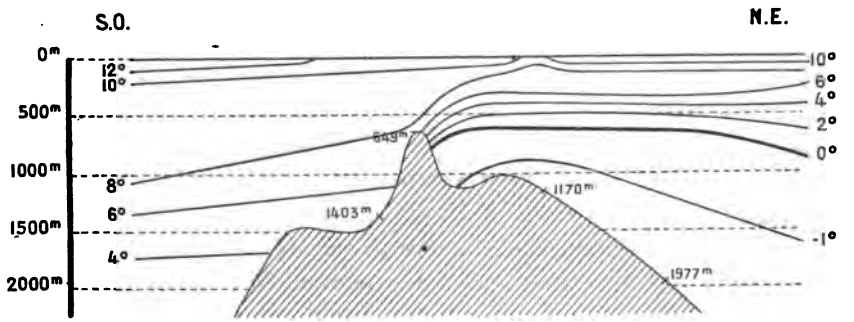


Fig. 12. — Coupe transversale du seuil Wyville Thomson, dans l'Atlantique Nord, montrant la répartition des températures sur ses deux versants (figure empruntée à Pruvot).

Wyville-Thomson, qui réunit l'Islande, par les îles Färöer, à la Grande-Bretagne, séparant l'Atlantique Nord en deux bassins. Le seuil, orienté du N.W. au S.E., s'élève en moyenne à 600 mètres au-dessous du niveau de la mer (fig. 12). Dans le bassin situé au N.E., la température s'abaisse très rapidement vers la profondeur : à 500 mètres elle est déjà de 2°, à 1 000 mètres elle est voisine de — 1°, tandis que du côté opposé, dans le bassin situé au S.W. de la crête, elle est encore, à la même profondeur, d'environ 8°.

Mouvements superficiels. — L'équilibre des eaux marines n'est pas seulement troublé par des différences de température et de salure, des causes extérieures viennent encore les mettre en mouvement. Les principales forces qui entrent en jeu dans les actions dynamiques dont la surface des mers est le théâtre sont l'attraction solaire et lunaire et les vents. On peut y ajouter les tremblements de terre, dont il sera question dans un chapitre ultérieur.

L'attraction des astres produit le phénomène des marées. Nous pouvons en supposer connues la nature et les causes.

Dans les mers intérieures et dans la haute mer son amplitude est très faible; dans les golfes et dans les bras de mer d'une faible profondeur elle est, par contre, très considérable. Elle atteint 11 m sur les côtes de Bretagne, 15 m à Granville et 21 m dans la baie de Fundy, sur la côte atlantique des Etats-Unis. Dans les estuaires, la marée se fait sentir quelquefois à une grande distance de l'embouchure. Ainsi plusieurs de nos villes de l'Ouest, situées assez loin dans l'intérieur des terres, sont, à marée haute, de véritables ports de mer. Dans le cours du Yangtsé, la marée est encore perceptible à 800 km de l'embouchure et, dans le fleuve des Amazones, à 1 000 km. Les marées déterminent des courants locaux, qui, sur des aires assez étendues, dans les mers d'une faible profondeur, masquent entièrement l'action des courants dus à d'autres causes.

Le vent exerce localement une action dynamique, en donnant naissance aux *vagues*, mouvements ondulatoires doués souvent d'une grande vitesse de translation (jusqu'à 36 m à la seconde), qui toutefois ne se traduisent guère par des déplacements horizontaux des masses d'eau ébranlées. Le mouvement des vagues se fait sentir jusqu'à une profondeur que l'on a évaluée à 350 fois la hauteur de la vague, mais ce chiffre paraît exagéré. Dans les tempêtes violentes, il est possible que l'ébranlement atteigne une profondeur extrême d'environ 1 000 m, mais en général c'est jusqu'à 200 m que l'action mécanique des vagues est encore nettement perceptible, à en juger par les ondulations superficielles que peuvent présenter, jusqu'à cette profondeur, les fonds sableux (*ripple-marks*) [1].

On sait aujourd'hui, depuis les travaux de l'océanographe allemand Zöppritz, que les *courants marins* de la surface des océans sont dus à l'action des vents dominants et non, comme on l'avait cru autrefois, à la différence de température des eaux. Un vent qui souffle à la surface d'un océan dans une direction constante donne aux couches supérieures une impulsion dans la même direction. Plus la période pendant laquelle le vent souffle sans interruption dans le même sens est longue, plus l'impulsion s'étendra à une grande profondeur, plus épaisse sera la couche d'eau mise en mouvement. Le Gulf-Stream fait sentir son action jusqu'à 800 m de profondeur;

1. Ernest Bertololy. Rippelmarken. Br. in-8, 108 p. Frankenthal, 1894. Thèse Fac. Philos. Univers. Giessen, 1893.

il y a donc lieu de croire que les causes météorologiques qui déterminent ce courant existent depuis fort longtemps.

Les courants de l'océan Indien permettent d'établir avec évidence l'action des vents de la surface. Les moussons y possèdent une direction inverse en été et en hiver, aussi les courants changent-ils de sens d'une saison à l'autre, contrairement à ce qui a lieu pour la plupart des courants de l'océan Atlantique et du Pacifique. La marche des courants dans ces deux océans peut être mise en évidence par le schéma ci-contre (fig. 13). Au nord et au sud de l'équateur les vents alizés ont une direction E.-W., d'où l'existence de courants équatoriaux possédant cette direction et celle d'un courant compensateur en sens inverse. Plus au nord les vents alizés sont dirigés, par suite de la rotation de la Terre, du S.W. au N.E., le courant auquel ils donnent naissance — Gulf-Stream, dans l'Atlantique, Kuro-Shio, dans le Pacifique — rencontre à peu près normalement la côte orientale de l'océan et s'y bifurque. La branche dirigée vers le N. réchauffe les régions septentrionales et se refroidit graduellement, en même temps qu'elle est ramenée vers le S.W. par les vents qui règnent à ces latitudes. La branche méridionale rafraîchit au contraire les côtes équatoriales, mais s'échauffe graduellement et vient renforcer le courant E.-W. Dans le centre du cercle ainsi formé se trouve une région relativement stable, qui a reçu le nom d'*halistase*. Dans l'hémisphère sud les mêmes phénomènes ont lieu en sens inverse.

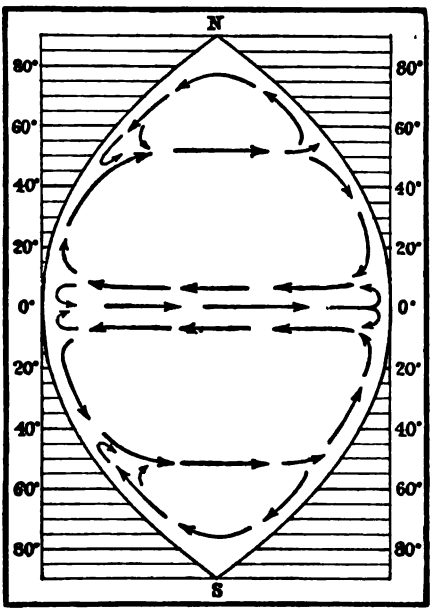


Fig. 13. — Schéma représentant la direction des courants marins dans un océan (d'après KRÜMMEL).

La vitesse des courants est quelquefois très intense. Le Gulf-Stream, à la sortie du golfe du Mexique, possède 55 km de largeur et sa vitesse est de 134 à 220 km par jour, soit jusqu'à 250 m à la seconde, dépassant celle du Rhin au moment de ses fortes crues.

Lorsque deux courants de température différente cheminent côte à

côte, une limite très tranchée sépare d'ordinaire les eaux chaudes des eaux froides et elle se traduit presque toujours par des différences dans la teinte, dans la transparence, dans la salure, dans la densité et, comme nous le verrons plus loin, dans la faune et la flore.

Il est encore un cas très remarquable, où l'action du vent intervient directement pour détruire l'équilibre des eaux marines. Dans les régions équatoriales, sur les côtes occidentales des continents, les vents alizés soufflent pendant une grande partie de l'année de l'intérieur des terres vers la pleine mer. Ils tendent donc à pousser au large l'eau échauffée par les rayons solaires. Cette eau, éloignée superficiellement, est remplacée au fur et à mesure par de l'eau froide ascendante qui provient des profondeurs et rafraîchit la côte.

---

1. — William Dittmar. Report on Researches into the Composition of Ocean-Water. *Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger during the years 1873-76. Physics and Chemistry*, vol. I, 1, 251 p., 3 pl. 1884.

2. — J. Y. Buchanan. Report on the Specific Gravity of Samples of Ocean Water, *Ibid.*, vol. I, 2, 46 p., 12 pl. 1884.

3. — G. von Boguslawski und O. Krümmel. Handbuch der Ozeanographie. *Biblioth. geogr. Handbücher v. Ratzel*, 2 vol. in-8°, 400 + 592 p., 15 + 60 fig., 1 carte. Stuttgart, 1884-87.

4. — J. Thoulet. Océanographie. I. Statique. II. Dynamique. 2 vol. in-8°, 492 + 131 p., 101 + 62 fig., 2 cartes. Paris, 1890-96.

5. — Johannes Walther. Allgemeine Meereskunde. *Webers Naturwiss. Biblioth.*, n° 6, 1 vol. in-18, 296 p., 70 fig., 1 carte. Leipzig, 1893.

6. — Gerhard Schott. Physische Meereskunde. *Sammlung Göschen*, n° 112. 1 vol. in-16, 162 p., 36 fig. Leipzig, 1903.

7. — Alex. Buchan. Report on Oceanic Circulation. *The Voyage of H. M. S. Challenger. A Summary of the Scientific Results. Appendix* (*Physics and Chemistry*). Part. VIII, 38 p., 16 cartes, 1895.

8. — Fridtjof Nansen. Die Ursachen der Meeresströmungen. *Peterm. Mitt.*, LI, p. 1-4, 25-31, 62-63, 5 fig. 1905.

9. — Gerhardt Schott. Die Verteilung des Salzgehalts im Oberflächenwasser der Ozeane. *Ibid.*, X, p. 217-223, pl. IX, carte au 1 : 80 000 000, 1902.

10. — Th. Schlœsing. Contribution à l'étude chimique des eaux marines. *C. R. Ac. Sc.*, CXLII, p. 320-324, 5 févr. 1906.

Voir aussi : 0,20; VI, 4.

CHAPITRE VI

LES CONDITIONS D'EXISTENCE DES ÊTRES MARINS

Présence ou absence de substratum solide. — Actions mécaniques. — Salure. — Pression. — Température. — Lumière. — Nourriture. — Nature du fond.

La répartition géographique des êtres marins est déterminée par les conditions physiques du milieu ambiant, plus encore que celle des êtres habitant les continents [1-7].

La présence ou l'absence de communications y joue un rôle beaucoup moins important, puisque tous les océans communiquent entre eux et avec la plupart des mers intérieures. C'est donc ici le moment d'appliquer les notions résumées dans le chapitre précédent.

Plusieurs facteurs physiques entrent en jeu dans la localisation des êtres marins [4]; ce sont notamment les suivants, que nous passerons successivement en revue :

1° La présence ou l'absence d'un substratum solide;
2° Les actions mécaniques et en particulier le jeu des vagues;
3° La salure;
4° La pression;
5° La température et les courants océaniques;
6° La lumière et la nourriture, qui en dépend directement;
7° La nature du fond.

Les modifications de l'un ou l'autre de ces facteurs dans un lieu donné détermineront, dans ce lieu, des changements dans la faune (ou dans la flore), soit qu'il se produise des migrations, soit qu'une partie au moins de l'ancienne faune (ou flore) s'adapte graduellement aux nouvelles conditions d'existence.

Présence ou absence de substratum solide. — Les anciens auteurs distinguaient dans les mers les *organismes littoraux*, habitant le

rivage ou son voisinage immédiat, et les *organismes pélagiques*, habitant la haute mer. Ils ignoraient l'existence d'êtres habitant les profondeurs, et Forbes admettait encore en 1844 qu'au delà de 550 m la vie n'est plus possible au sein des eaux. Cependant les premiers dragages profonds montrèrent que les grands fonds, loin d'être inhabités, possèdent au contraire une faune assez riche. On constata que, tout comme dans la région littorale, les êtres vivant sur le fond sont intimement liés à la présence de ce fond et varient d'un point à un autre suivant sa nature. On appelle maintenant, avec Hæckel, *benthos* (βενθος, le fond de la mer) ou organismes *benthoniques* les êtres sédentaires. Il existe d'autres organismes, qui ne touchent qu'exceptionnement le fond, en sont entièrement indépendants et vivent dans la nappe liquide elle-même, soit près de la surface, soit à des profondeurs déterminées. K. Semper [1] et, avant lui, Johannes Müller, avaient déjà reconnu que parmi les organismes aquatiques les uns nagent librement et volontairement, pouvant entreprendre d'une manière active des migrations plus ou moins considérables, tandis que les autres flottent d'une manière passive au gré des courants. C'est à cette seconde catégorie qu'Hensen a donné en 1887 le nom de *plankton* (πλαγκτος, errant), tandis qu'Hæckel donna peu après [8] à la seconde catégorie la dénomination de *nekton* (de νηχω, nager).

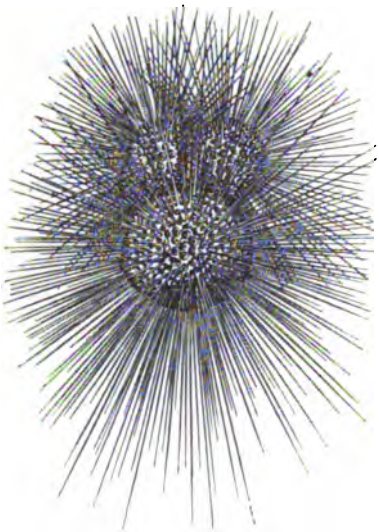


Fig. 14. — *Globigerina bulloides*, Foraminifère perforé planctonique (d'après John Murray).

Les êtres benthoniques, vivant sédentaires sur le fond, sont ou *fixés* ou *libres*, ou « sessiles » ou « vagiles ». De nombreuses Algues, en particulier les Fucacées et les Floridées, sont fixées; il en est de même des rares Phanérogames marines, telles que les Zostéracées. Dans le règne animal, tous les Spongiaires, la plupart des Anthozoaires, des Crinoïdes et des Brachiopodes, tous les Bryozoaires, de nombreux Lamellibranches, les Cirrhipèdes (fig. 15), les Tuniciers sont fixés. Un très grand nombre d'entre eux vivent sur un fond rocheux, mais il en est aussi qui ont leur racine dans la vase ou dans le sable. La fixation a lieu au moyen de crampons, de

disques basaux, de racines, de pédoncules, de byssus, ou, dans le cas de certains Brachiopodes et Lamellibranches, par l'une des valves. Les organes visuels sont en général peu développés; en revanche, les organes tactiles et de préhension sont souvent très perfectionnés. L'hermaphrodisme est fréquent, ou bien encore c'est la reproduction asexuée qui prédomine. En conséquence, beaucoup d'animaux benthoniques sessiles vivent en colonies. La symétrie rayonnante est très fréquente.

Le « benthos vagile » comprend exclusivement des Animaux; ce sont des Foraminifères, des Vers, des Lamellibranches, des Gastéropodes, certains Céphalopodes, des Crustacés décapodes, etc. Tous les Échinides, les Stellérides, les Ophiurides, les Holothuries (à l'exception de *Pelagothuria*) rentrent dans cette catégorie. Chez tous ces animaux les organes de locomotion sont bien développés, la coquille ou la carapace présentent des organes de protection, tels que des épines. Le corps possède presque toujours la symétrie bilatérale (Stellérides, Ophiurides exceptés) et l'anus et la bouche tendent à occuper les extrémités opposées. Les formes rameuses et les colonies font défaut. Beaucoup d'Animaux benthoniques libres vivent sur les fonds sableux et vaseux, un grand nombre d'entre eux peuvent s'y enfouir, mais d'autres, non moins nombreux, habitent les fonds rocheux.

Il n'y a en réalité pas de différence tranchée entre les organismes benthoniques vagiles et les organismes nectoniques, mais chez ces derniers l'adaptation du corps à la natation est manifeste. Leurs organes de locomotion, dont fait partie la queue, sont assez puissants pour leur permettre de nager contre les courants; le corps est fusiforme, ou aplati, caréné, lisse. C'est par l'adaptation à un même genre de vie que s'explique la ressemblance extérieure que présentent les Baleines avec les Poissons, les Dauphins avec les Ichthyosaures, les Sèches avec certains Poissons.

Parmi les Crustacés, beaucoup de Décapodes macroures, de Schizopodes et d'Isopodes sont bons nageurs et vivent loin du fond. Parmi les Céphalopodes fossiles, les Bélemnites étaient probablement nectoniques, tandis que les Nautiloïdés étaient sans doute pour la plupart benthoniques. Quant aux Ammonites, elles étaient peut-être les unes benthoniques, les autres nectoniques.

En raison de la faculté qu'ils possèdent de parcourir de grandes distances, beaucoup d'Animaux nectoniques sont cosmopolites et se tiennent indifféremment dans le voisinage de la surface ou à des profondeurs variables. D'autres, par contre, sont étroitement

localisés dans certaines régions ou dans des profondeurs déterminées.

Le plankton est constitué principalement par des organismes de très petite taille, végétaux et animaux, qui sont répandus dans les océans en quantités prodigieuses, principalement près de la surface, mais aussi dans les profondeurs.

Les Végétaux planctoniques appartiennent à de nombreuses familles de l'embranchement des Algues, dont les plus importantes sont les Chromacées, les Calcocytées (Coccosphères et Rhabdosphères), les Diatomées, les Péridinées, les Oscillaires, etc. On ne les rencontre en abondance que jusqu'à une profondeur d'environ 80 m ; ils disparaissent entièrement à partir de 300 à 400 m, pour une cause qui sera indiquée plus loin.

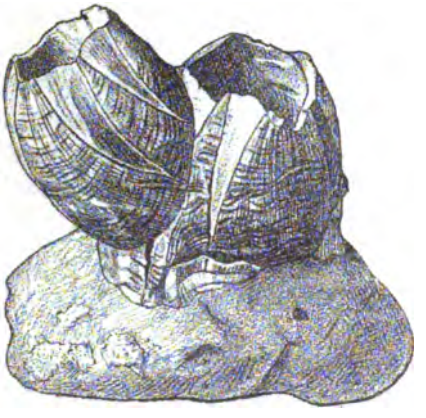


Fig. 15. — Balane. Type de Crustacé fixé. Manche. 1/2 gr. nat.

Dans la catégorie des Animaux planctoniques rentrent les Infusoires, les Radiolaires, certains Foraminifères (Globigérinidés, fig. 14), les Méduses, les Siphonophores, les Ptéropodes, les Hétéropodes, un certain nombre d'Opisthobranches, de Copépodes, d'Ostracodes, les Salpes, etc. En outre, les larves d'un grand nombre d'Animaux benthoniques font partie du plankton (*meroplankton*).

La plupart de ces organismes présentent des adaptations très spéciales. Leur corps est pellucide, bleuâtre ou violacé et contient souvent jusqu'à 98 °/₀ d'eau. Beaucoup d'entre eux sont pourvus d'appareils hydrostatiques, permettant des mouvements verticaux. Le squelette fait souvent entièrement défaut, ou bien il est très réduit, mince et transparent, tandis que chez des formes voisines benthoniques il est bien développé. Il est évident que, dans ces conditions, il est difficilement conservé par la fossilisation. Aussi ne connaît-on, dans les formations géologiques, qu'un petit nombre de restes qui puissent avec certitude être rapportés à des groupes planctoniques. On ne peut guère mentionner que les frustules de Diatomées, les squelettes de Radiolaires et les coquilles des Ptéropodes tertiaires. Les genres que l'on a cités comme représentants des Ptéropodes

dans les terrains paléozoïques (*Conularia*, *Tentaculites*, *Stylio-lina*, etc.) sont de position systématique très incertaine et une partie d'entre eux seulement semblent avoir été des organismes planctoniques. En revanche, les Graptolithes du Silurien, tout en ayant un squelette chitineux, devaient flotter, car on connaît aujourd'hui leurs pneumatophores. Certains Céphalopodes actuels, comme l'Argonaute et le Calmar, présentent une réduction du squelette analogue à celle des Ptéropodes, mais leurs grandes dimensions peuvent les faire envisager comme des animaux nectoniques.

Dans les mers actuelles, le plankton animal est très abondant jusqu'à 2 000 m de profondeur, puis il décroît rapidement; mais il n'existe nulle part, entre le niveau de la mer et le fond, de couches vraiment azoïques[1].

Fig. 16. — *Itieria Cabanetiana* (Nérinéidé). Section de la coquille suivant le grand axe. Groupe Oolithique moyen. 2/3 gr. nat. (D'après d'Orbigny).

Actions mécaniques. — L'action mécanique des vagues se fait surtout sentir sur les organismes benthoniques du littoral et sur le plankton de la surface. Par la formation de l'écume, elle favorise l'aération de l'eau et le développement d'un certain nombre d'êtres. Mais, dans la région littorale, une adaptation au choc des vagues devient nécessaire. Le corps est élastique et le squelette disparaît, ou, au contraire, devient très résistant. C'est ainsi que les Mollusques qui vivent dans les récifs de Coralliaires, comme par exemple les Tridacnes, les Pourpres, etc., ont le test très épais. Et il en est de même, parmi les formes fossiles, chez les *Pachycardium*, les *Megalodus*, les Rudistes, les Nérinées (fig. 16). D'autres Animaux se protègent contre les chocs par la fixation et l'occlusion, comme les Patelles, les Balanes (fig. 15); ou par l'enfouissement dans le sable, comme le font des Annélides et des Lamellibranches nombreux; ou encore par le forage, dans les rochers, de trous dans lesquels ils se logent, comme les Pholades, les Gastrochænes, les Clavagelles et certains Oursins. Mais ces

1. Die Deutsche Tiefsee-Expedition. A. Berichte des Leiters der Expedition Prof. Dr Chun an das Reichs-Amt des Innern. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*, XXXIV, 1899, p. 114 et suivantes.

adaptations sont peut-être dues aussi à l'émersion quotidienne à marée basse.

Salure. — On sait depuis longtemps que certains Animaux vivent exclusivement les uns dans les eaux douces, les autres dans les eaux salées, tandis que d'autres, en particulier de nombreux Poissons, fréquentent les deux milieux. On a constaté aussi que beaucoup d'organismes ne supportent que la salure normale de l'eau de mer, et que d'autres s'accommodent, par contre, soit à des eaux sursalées, soit à des eaux plus ou moins dessalées. On a souvent appelé animaux *saumâtres* ceux qui vivent dans les eaux à salure inférieure à la normale des estuaires et de certaines lagunes, mais en réalité beaucoup d'entre eux vivent tout aussi bien dans des eaux plus salées, ils sont adaptés à une salure variable, bien plus qu'à un degré de salure peu élevé. Mœbius a appelé *sténohalins* les organismes qui sont liés à une salure fixe et *euryhalins* ceux qui supportent de grandes variations dans la salure.

Beaucoup d'Animaux ne vivent que dans des eaux à salure à peu près normale, comme par exemple les Radiolaires, les Échinodermes, les Brachiopodes, les Céphalopodes. D'autres sont peu sensibles aux variations de salure même les plus fortes. Beaucoup de Mollusques, de Crustacés, de Poissons sont dans ce cas. Parmi les Lamellibranches, il convient surtout de citer les Perches, certains groupes de *Cardium*, les Cyrènes, les Psammobies, les Lucines; parmi les Gastéropodes, les Paludinidés, les Néritinidés, les Mélaniidés, certains Cérithidés (*Potamides*, *Lampania*). L'expérience a montré que certaines espèces marines supportent parfaitement le séjour dans l'eau douce, tels sont *Balanus striatus*, *Patella vulgata*, *Purpura lapillus*, *Cardium edule*, *Ostrea edulis* et surtout *Mytilus edulis*. D'autres formes, notamment *Haliotis tuberculata*, *Buccinum undatum*, *Tellina incarnata*, *Pecten varius*, etc., n'ont pas supporté le changement de salure de l'eau (Beudant, cité par Frédericq [2, p. 27]). Les Hydrobies vivent sur la terre ferme, mais exclusivement dans l'air salé du littoral ; beaucoup de Végétaux sont dans le même cas.

L'adaptation des faunes marines aux eaux douces paraît se faire assez facilement lorsque la dessalure s'accomplit dans un temps très considérable. On appelle *faunes résiduelles* (*Relikten-Faunen*) des faunes lacustres qui descendent directement de faunes marines appauvries et modifiées graduellement. Celle du lac Tanganyka en est un exemple classique.

Si, par contre, la dessalure est trop brusque, beaucoup d'éléments

de la faune disparaissent et les survivants se distinguent par leur petite taille et la minceur extrême de leur coquille. Les Mollusques de la Baltique ont subi ces modifications.

Pression. — Les Animaux marins qui se déplacent verticalement sont nécessairement soumis à des changements de pression et, comme chaque colonne d'eau de 10 m correspond à une pression d'une atmosphère, ces changements se chiffrent par plusieurs centaines d'atmosphères, lorsqu'un organisme est transporté des profondeurs abyssales à la surface.

Les organes hydrostatiques, tels que pneumatophores et vessies natatoires, rendent possibles les déplacements verticaux des Animaux, mais ils ne sont pas organisés pour supporter des changements de profondeur d'une très grande amplitude, surtout si ces changements s'opèrent brusquement. De plus, une augmentation de pression exagérée introduit de l'eau en excès dans les organismes et détermine des accidents, mais P. Regnard [3] a pu établir expérimentalement que beaucoup d'Animaux peuvent supporter sans dommage des variations de pression de 200 ou même de 600 atmosphères, c'est-à-dire des déplacements verticaux de 2 000 à 6 000 m.

On a admis pendant longtemps que c'est la décompression brusque qui tue les Animaux ramenés par les dragages des profondeurs abyssales à la surface. On sait aujourd'hui qu'il n'en est rien et que l'on a attribué à la pression une importance exagérée dans les conditions réglant l'existence des êtres marins.

Température. — C'est la température et non la pression qui est le facteur essentiel dans la distribution des organismes. Une constatation faite par le prince de Monaco a établi ce fait d'une manière tout à fait certaine. Tandis que dans l'Atlantique les Animaux ramenés d'une profondeur de 1 400 m seulement meurent en arrivant à la surface, ceux qui, dans la Méditerranée, proviennent d'une profondeur encore plus grande supportent sans peine la décompression. Or, dans l'Atlantique, à 1 400 m la température est d'environ 3° et s'écarte par conséquent très considérablement de celle de la surface. Dans la Méditerranée elle est constamment, à partir de 350 m, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, de 12°7 et ne s'éloigne donc pas beaucoup de la température moyenne annuelle de la surface. C'est évidemment le brusque changement de température et non la décompression qui tue les Animaux que l'on pêche dans les grands fonds de l'Atlantique.

Tous les êtres marins ne sont du reste pas également sensibles aux variations de température. Les uns supportent des écarts considérables, Mœbius les appelle *eurythermes*, par opposition aux êtres *sténothermes*, qui sont liés à des températures à peu près constantes. Les êtres qui vivent sur le littoral et dans le voisinage de la surface sont nécessairement eurythermes. Ceux qui habitent les profondeurs auxquelles les variations diurnes et saisonnières ne se font plus sentir sont sténothermes. Ils s'accommodent d'ailleurs fort bien des basses températures qui règnent dans les grands fonds des océans. En raison des faibles oscillations qu'accuse la température des eaux polaires, la vie est très riche dans les mers des hautes latitudes; elle n'est pauvre que sur le littoral même, qui est souvent obstrué par des banquises.

Les faibles variations et les basses températures des régions polaires se retrouvent dans les grandes profondeurs des océans; on conçoit aisément, dès lors, que, même dans les régions équatoriales, la faune abyssale présente des affinités avec les faunes arctiques et antarctiques. Ainsi les dragages du *Talisman* ont permis d'établir, d'après P. Fischer [9], que plusieurs Mollusques arctiques (*Fusus berniciensis*, *F. islandicus*, *Scaphander puncto-striatus*, *Lima excavata*, *Pecten vitreus*, etc.) se retrouvent, à côté d'espèces spéciales, dans la faune abyssale des côtes du Sahara, du Sénégal, des îles du Cap Vert.

D'après les recherches d'Al. Agassiz, plusieurs espèces d'Échinides (*Dorocidaris papillata*, *Strongylocentrotus Dröbachiensis*, *Echinus norvegicus*, *Brissopsis lyrifera*, *Schizaster fragilis*) sont communes aux côtes de Norvège et de Patagonie et elles se retrouvent dans les grandes profondeurs sur les côtes de Floride, tandis qu'elles n'existent pas dans les faunes littorales des Tropiques. Certains auteurs avaient cherché à expliquer les analogies entre les faunes arctiques et antarctiques soit par une convergence, par un parallélisme dans l'évolution, dû à l'identité des conditions d'existence; soit par une ségrégation bipolaire de types autrefois universellement répandus; mais ces analogies s'expliquent aisément par l'existence de jalons intermédiaires dans les mers profondes des régions équatoriales. L'expédition de la *Valdivia*[1] a montré une fois de plus le cosmopolitisme de beaucoup d'espèces de mer profonde et la diversité des faunes de la surface.

Il est difficile d'indiquer, parmi les subdivisions du règne animal, celles qui peuvent être envisagées soit comme eurythermes, soit

1. Carl Chun. Aus den Tiefen des Weltmeeres. Jena, 1900, p. 526.

comme sténothermes. Les plus grandes divergences existent dans une même classe, dans une même famille, voire dans un même genre. La répartition entre les deux catégories d'organismes ne peut être qu'empirique, surtout lorsqu'il s'agit de formes fossiles. Nous verrons plus tard qu'aux époques Jurassique et Crétacée les genres d'Ammonites *Phylloceras* et *Lytoceras* peuvent être considérés, non pas, ainsi qu'on l'admet généralement, comme des formes de mers chaudes, mais comme des formes essentiellement sténothermes. D'autres genres d'Ammonites, qui habitaient des profondeurs moindres, devaient être eurythermes, on les trouve sous toutes les latitudes.

Certains Mollusques benthoniques des mers actuelles vivent de préférence dans les eaux froides; aussi, lorsqu'on rencontre dans un dépôt datant des temps tertiaires ou quaternaires les mêmes espèces ou des espèces voisines, est-on en droit de conclure que ce sédiment s'est formé dans des eaux froides. Ainsi la présence de *Cyprina islandica*, *Astarte borealis*, *Yoldia arctica*, *Mya truncata*, *Buccinum undatum*, etc., dans des couches néogènes ou quaternaires, a-t-elle fait envisager ces dépôts soit comme des sédiments formés dans des eaux froides de surface, dans les cas où il s'agit de gisements situés dans les hautes latitudes, soit comme des sédiments de mer profonde, lorsque les gisements appartiennent à des régions tempérées. On attribue en général la même signification à la présence de Dentales, de Pleurotomes, de Nucules dans des couches argileuses. Au Jurassique, le genre *Aucella* (fig. 17) paraît avoir de même vécu dans des eaux froides, quelle qu'ait été leur profondeur. D'autres Invertébrés se rencontrent aujourd'hui exclusivement dans les eaux peu profondes des régions tropicales. Les Coralliaires vivant en colonies et construisant des récifs ne supportent pas de températures inférieures à 20°. Les Mollusques à test épais qui les accompagnent semblent également liés à ce minimum. Il est intéressant de constater dès à présent qu'au Jurassique ces mêmes organismes ne se rencontrent pas dans les régions polaires. De même, au Crétacé, les Rudistes et, à l'Éocène, les Nummulites, les Alvéolines et autres gros Foraminifères ne s'éloignent pas beaucoup des régions tropicales. Nous verrons, dans le chapitre suivant, que la sécrétion plus ou moins abondante du calcaire par les organismes est fonction de la température.

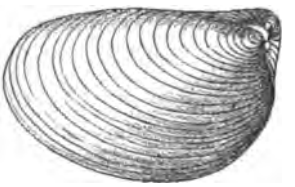


Fig. 17. — *Aucella mosquensis*, Lamellibranche du groupe Oolithique supérieur des régions boréales. Moscou. Gr. nat. (d'après Zittel).

Dans les eaux de la surface, la distribution de la température est, comme on sait, réglée par les courants marins, aussi ces courants jouent-ils un rôle très important dans la distribution géographique des êtres. Nous avons vu que, lorsque deux courants de température différente se côtoient, les caractères physiques de leurs eaux présentent des différences très tranchées; leurs faunes sont aussi sensiblement différentes. Le *Challenger* a rencontré deux exemples remarquables de distribution de faunes régie par les courants. Sur les côtes du Chili le courant littoral froid, caractérisé par des eaux vertes, est peuplé de Diatomées, d'Infusoires, d'Hydroméduses; dans les eaux chaudes et bleues du large pullulent, par contre, les Globigérines. Sur les côtes du Japon, le même navire a trouvé également un courant froid, riche en Diatomées, en Hydroméduses, à côté d'un courant chaud, où dominent les Radiolaires et les Globigérines.

La répartition du plankton de surface est réglée en première ligne par les courants; il en est de même de la dissémination des larves de nombreux êtres benthoniques. En outre, tous les corps flottés, tels qu'Algues arrachées au fond, troncs d'arbres, épaves, coquilles cloisonnées de Céphalopodes (Nautiles, Spirules, Ammonites), sont transportés souvent à de grandes distances par les courants de surface et peuvent venir échouer sur des côtes très éloignées de leur lieu d'origine.

Lumière. — La lumière du soleil pénètre et éclaire les couches supérieures des mers jusqu'à une limite inférieure, au delà de laquelle, pour notre œil tout au moins, régnerait la plus profonde obscurité. Fol et Sarasin [10] ont pu établir qu'à Villefranche, au mois d'avril, par un jour clair et en plein midi, une plaque photographique d'une sensibilité extrême cessait d'être impressionnée entre 390 et 400 m de profondeur. En se basant sur cette constatation, on a divisé le milieu marin en deux régions, la *région diaphane* et la *région aphotique*, délimitées par l'isobathe de 400 m.

L'absence de lumière dans les profondeurs abyssales a déterminé chez beaucoup d'Animaux une régression plus ou moins complète des organes de la vision, comparable à celle que l'on observe chez les êtres obscuricoles des cavernes. Par contre, les organes tactiles des Animaux benthoniques et nectoniques y sont souvent développés d'une manière exagérée. Cependant beaucoup d'animaux des grands fonds, comme les Poissons, les Crustacés décapodes, les Céphalopodes, ont, au contraire, des yeux énormes. Cette anomalie s'explique si l'on tient compte du fait que beaucoup d'Animaux abyssaux sont

phosphorescents et s'éclairent eux-mêmes dans la recherche de leur proie. Nous aurons à nous demander plus tard si l'on peut ou non expliquer par l'obscurité des profondeurs abyssales l'absence d'yeux qui caractérise certains Trilobites cambriens et siluriens (*Conocoryphe*, fig. 18; *Ellipsocephalus*, *Trinucleus*, fig. 19), ou la présence d'yeux énormes que l'on constate chez d'autres (*Æglina*, fig. 20).

Fig. 18. — *Conocoryphe Sulzeri* Schloth. Cambrien moyen; Jinec, Bohême; aveugle (d'après Barrande, figure extraite de E. Suess, *La Face de la Terre*, t. II).

L'influence de la lumière sur la répartition des Végétaux marins est particulièrement frappante et elle s'explique aisément par l'action chlorophyllienne, qui devient impossible à partir d'une certaine profondeur. Quoique la limite de pénétration de la lumière se trouve environ à 400 mètres de profondeur, pratiquement les rayons lumineux sont sans action sur la chlorophylle bien avant cette profondeur. La profondeur jusqu'à laquelle on rencontre les grands Végétaux benthoniques (Potamogétonacées, Hydrocharidées, Algues) [III, 9, p. 822-844] varie d'ailleurs suivant la latitude, suivant la saison et suivant la limpidité de l'eau. Dans les régions tropicales, les couches supérieures sont trop éclairées, de sorte que les plantes marines ne deviennent abondantes qu'à partir de quelques mètres au-dessous du niveau des basses mers. Dans les régions tempérées, par contre, beaucoup de Végétaux benthoniques vivent dans la zone qui découvre à marée basse; ils ne sont d'ailleurs abondants que jusqu'à environ 40 m de profondeur et ils disparaissent entièrement entre 100 et 150 m.

Fig. 19. — *Trinucleus ornatus* Sternb. Ordovicien; Trubin, Bohême; aveugle (d'après Barrande, figure extraite de E. Suess, *La Face de la Terre*, t. II).

Les Algues vertes se rencontrent surtout dans les couches supérieures; les Algues brunes, dans les régions moyen-

nes, les Algues rouges, dans les régions plus profondes; mais cette distribution n'a rien d'absolu et les divisions bathymétriques établies jadis sur ce caractère par Œrsted sont sans valeur. Certaines Algues, notamment les Lithothamniées (fig. 21) et les Siphonées, sécrètent du calcaire et l'on a pensé que cette sécrétion devait peut-être préserver les thalles contre la trop grande intensité des rayons solaires.

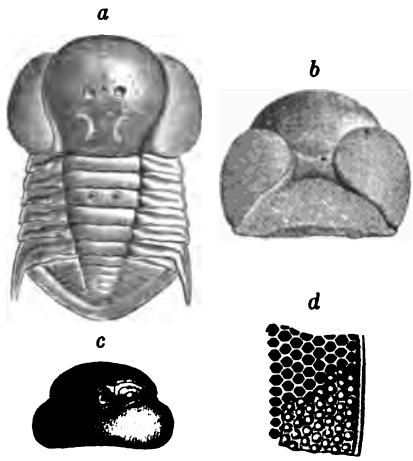


Fig. 20. — Yeux cyclopiques. *a*, *Æglina prisca* Barr, Ordovicien; Sancta Benigna, Bohême; *b*, Id., Vosek; *c*, *d*, *Æglina armata* Barr, environs de Leiskow (d'après Barrande, fig. extraites de E. Suess, *La Face de la Terre*, t. II).

Les Algues planctoniques, d'après les observations faites sur la *Valdivia* dans l'océan Antarctique, sont rares entre 0 et 20 m, puis leur quantité s'accroît graduellement, pour atteindre son maximum à 80 m. La diminution est ensuite très brusque, de sorte que leur nombre est très faible à partir de 200 ou même de 100 m, pour tomber à 0 à partir de 300 ou 400 m, limite inférieure de pénétration de la lumière.

La faible abondance du plankton végétal à la surface s'explique plutôt par une chaleur trop intense que par un excès de lumière.

Fig. 21. — *Lithothamnium racemus*. 1/2 gr. nat. Mers actuelles (d'après Joh. Walther).

Nourriture. — Le genre de nourriture des Animaux marins dépend directement de la répartition de la lumière. Les couches supérieures diaphanes renfermant seules des Végétaux vivants, c'est uniquement dans ces couches que vivent les *herbivores*. Au-dessous des limites inférieures de l'assimilation chlorophyllienne on rencontre encore des Végétaux en décomposition provenant de la surface et surtout des restes de Végétaux et d'Animaux planctoniques qui tombent au fond, se mélangent

au sédiment, constituant une vase riche en matières organiques, qui sert de nourriture aux *limivores* ou mangeurs de boue. Les *carnivores* sont des Animaux de proie qui se nourrissent de la chair, de la lymphe ou du sang des herbivores et des limivores. On les rencontre à toutes les profondeurs, qu'ils soient benthoniques ou nectoniques. Les Gastropodes carnivores perforent au moyen de leur radule les coquilles des autres Mollusques et laissent une trace de leur passage sous la forme d'un trou circulaire, que l'on peut observer aussi sur beaucoup de coquilles fossiles, par exemple dans les faluns de Touraine et surtout dans le Calcaire grossier des environs de Paris (fig. 22).

Fig. 22. — *Corbis lamellosa*. Coquille perforée par un Mollusque carnassier. Calcaire grossier, Liancourt (Oise). Gr. nat.

Si dans un groupe déterminé on ne rencontrait que des herbivores, la présence de représentants de ce groupe dans une couche géologique fournirait un renseignement certain sur la profondeur à laquelle s'est effectué le dépôt, pour peu toutefois que les restes fossiles ne portent pas les traces d'un transport quelconque. Les Gastéropodes, tout en ne donnant pas de résultats absolument certains, sont cependant précieux à cet égard. Les uns sont herbivores, les autres sont carnivores. Tous les Diotocardes (Pleurotomariidés, Trochidés, Néritidés), tous les Hétérocardes (Patellidés), la plupart des Monotocardes tænioglosses rostrifères et des Pulmonés sont herbivores. Par contre, les autres Tænioglosses et tous les Sténoglosses, de même que les Opisthobranches, sont carnivores.

Nature du fond. — Il existe enfin un dernier facteur qui n'est pas sans jouer un rôle important dans la répartition des êtres marins. Les modifications dans la nature physique du fond entraînent des modifications corrélatives dans la composition de la faune et de la flore.

On peut distinguer dans les mers des fonds rocheux, des fonds sableux et des fonds vaseux.

Les fonds rocheux favorisent le développement des *Fucus* et des Laminaires. Un substratum rocheux ou tout au moins solide est indispensable à l'existence des Animaux fixés et principalement à celle des organismes vivant en colonies, en particulier des Coral-

liaires. Les Mollusques à test épais, beaucoup d'Échinides fréquentent aussi de préférence les fonds rocheux.

Les fonds sableux sont le domaine des Zostères, des Posidonies. des Algues calcaires. Les Bryozoaires y abondent souvent. Les Annélides y creusent leurs galeries. Parmi les Poissons, les Pleuronectes y vivent couchés sur le côté.

Les fonds vaseux admettent aussi des herbiers d'Algues, mais ils excluent les organismes à sécrétion calcaire abondante. Les Lamellibranches siphonés vivent enfouis dans la vase et leurs siphons placés verticalement débouchent dans l'eau marine, dont elles assurent l'arrivée dans la cavité palléale.

---

1. — Karl Semper. Die natürlichen Existenzbedingungen der Thiere. *Intern. Wissensch. Biblioth.*, XL, 2 vol. in-18, 299 p. + 296 p., 106 fig., 2 cartes. Leipzig, 1880.

2. — Léon Fredericq. La lutte pour l'existence chez les animaux marins. *Bibl. scient. contempor.*, 1 vol. in-18, 303 p., 37 fig. Paris, 1879.

3. — P. Regnard. Recherches expérimentales sur les conditions physiques de la vie dans les eaux. 1 vol. in-8°, VII + 501 p., 236 fig. Paris, 1891.

4. — Johannes Walther. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. I. Bionomie des Meeres. II. Die Lebensweise der Meeresthiere. 1 vol. in-8°, 531 p. Jena 1893.

5. — G. Pruvot. Conditions générales de la vie dans les mers et principes de distribution des organismes marins. *Année biologique*, II, chap. XVIII, p. 559-587, 1896.

6. — Johannes Walther. Ueber die Lebensweise fossiler Meeresthiere. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.*, XLIX, p. 209-273, 1897.

7. — John Murray. The General Condition of Existence and Distribution of Marine Animals. *Ann. Rep. Smithson. Inst.* to July 1896, 1898, p. 397-409.

8. — Ernst Haeckel. Plankton-Studien. *Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss.*, XXV, p. 232-336, 1891.

9. — P. Fischer. Sur les espèces de Mollusques arctiques trouvés dans les grandes profondeurs de l'océan Atlantique intertropical. *C. R. Ac. Sc.*, XCVII, p. 1497-1499, 1883.

10. — H. Fol et E. Sarasin. Sur la pénétration de la lumière dans la profondeur de la mer à diverses heures du jour. *C. R. Ac. Sc.*, CII, p. 1014-1017. 1886.

CHAPITRE VII

DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE DES ÊTRES MARINS

Divisions bionomiques du milieu marin. — Facteurs secondaires réglant la distribution des êtres marins. — Provinces zoologiques marines.

Plus encore que celle des Animaux et des Végétaux terrestres, la distribution géographique des êtres marins est la résultante des conditions physiques du milieu. Les *facteurs bionomiques* ont été étudiés dans le chapitre précédent, il s'agit maintenant de les utiliser pour établir dans le milieu marin des divisions rationnelles. Nous verrons ensuite sur quels principes on peut se baser pour distinguer dans les mers des *provinces zoologiques* analogues à celles qui se partagent les milieux continentaux.

Divisions bionomiques du milieu marin. — Beaucoup d'océanographes et de zoologistes ne distinguent dans le milieu marin que deux grands domaines, les *eaux peu profondes* (*shallow water* des Anglais, *Seichtwasser*, *Flachsee* des Allemands) et les *eaux profondes* (*deap see*, *Tiefsee*), dont les limites varient suivant les auteurs entre les chiffres extrêmes de 90 m (Th. Fuchs) et de 900 (J. Walther), voire de 1 200 m (Günther).

C'est toutefois l'isobathe de 100 brasses ou de 200 m qui est le plus souvent adoptée comme limite supérieure des « mers profondes ». C'est la limite inférieure du plateau continental; elle correspond souvent à une brusque dénivellation, de sorte qu'elle offre une importance géographique incontestable et, comme elle figure sur toutes les cartes marines, elle constitue un repère très commode. Mais ce n'est que pour les mers actuelles qu'elle possède une valeur absolue : dans les périodes géologiques qui précèdent immédiatement la nôtre, les mers s'étendaient, sous nos latitudes, tantôt à un niveau plus élevé qu'aujourd'hui, envahissant davantage le plateau conti-

nental, tantôt à un niveau moindre, laissant à découvert une plus grande surface.

D'autre part, la limite du plateau continental est loin de coïncider partout avec la ligne de 100 brasses actuelle : la courte croisière du *Caudan*, en août-septembre 1895, a montré que, dans le golfe de Gascogne, c'est au niveau de l'isobathe de 500 m qu'a lieu la brusque dénivellation et que se trouve par conséquent la limite morphologique des mers profondes.

Il est clair, du reste, que la faune littorale tendra à envahir tout le plateau continental, quelle que soit la profondeur à laquelle se trouve son bord. Suivant la position de ce bord, suivant l'intensité plus ou moins grande des courants, la limite entre les faunes littorales et les faunes de mer profonde variera dans d'assez larges proportions. Elle pourra osciller entre 500 et 25 m, de sorte que la ligne de 200 m est, somme toute, une bonne limite *moyenne* entre le domaine des « eaux peu profondes » et celui des « mers profondes ». C'est d'ailleurs la limite adoptée par Marion, par Al. Agassiz et par d'autres.

On donne souvent le nom de « région littorale » au domaine des « eaux peu profondes », mais ce terme est impropre, car, surtout dans les mers intérieures, les mêmes conditions bathymétriques se rencontrent souvent jusqu'à une distance de plusieurs centaines de kilomètres du rivage. Faute d'une expression française équivalente à l'allemand « Flachsee », à l'anglais « shallow water » [1], le terme de *région néritique* peut être employé pour désigner le domaine des eaux peu profondes, par opposition à celui des eaux profondes.

Mais, dans l'un et dans l'autre domaine, les océanographes et les zoologistes ont établi encore des subdivisions plus ou moins importantes.

Certains auteurs considèrent la *région intercotidale* (« région littorale » de Murray), comprise entre les limites extrêmes du balancement des marées, comme une région indépendante. Pruvot a montré que la ligne des plus basses mers, malgré la commodité de son emploi, est loin d'avoir la valeur bionomique qu'on lui attribuait. « Il n'y a rien de commun, dit-il [2, p. 567], entre la zone qui découvre à peine quelques instants aux grandes marées, une ou deux fois l'an et même moins, et la région supérieure qui reste toutes les quinzaines plusieurs jours sans recevoir la visite de la mer. Les animaux qui vivent dans la pre-

1. Il n'existe pas dans la langue française d'adjectif pour désigner le contraire de *profond*.

mière peuvent, pour peu que leur croissance soit rapide et leur vie limitée, comme c'est le cas pour bon nombre d'Invertébrés, parfaitement naître, grandir et mourir dans l'intervalle de deux émersions, sans avoir vu l'eau abandonner leur domaine... Toutes les formes animales et végétales qu'on y recueille vivent aussi en abondance au moins égale, plus bas; et inversement, il n'est peut-être pas une forme ramenée par la drague ou les engins d'une profondeur de 10 ou 15 mètres, et même plus, qui n'ait été trouvée à la grève parfois aux époques de grandes marées... Même pour les animaux qui en subissent directement les effets, la marée, malgré son caractère périodique, est un accident, une incommodité momentanée; ils s'en garent, comme ils peuvent, en cherchant contre elle un abri permanent ou temporaire, ou s'y résignent... Les horizons vraiment naturels sont caractérisés non par leur hauteur absolue ou relative, mais par l'accord entre la constitution physique du sol et les associations végétales et animales qui l'occupent. »

Rejetant la définition de la « zone intercotidale », Pruvot distingue dans les eaux qui recouvrent le plateau continental, aussi bien dans la Manche que dans la Méditerranée sans marées :

1° Un « district littoral » proprement dit, à fonds accidentés et variés, à variations brusques de température, à eaux agitées par les vagues;

2° Un « district côtier », avec fonds unis et rareté des Végétaux fixés, faible agitation par les vagues, oscillations de la température seulement saisonnières, à longue période.

Pruvot place entre 40 et 50 m les limites de ces deux districts, dont les noms prêtent malheureusement à équivoque. Il faudrait d'ailleurs de nouvelles recherches, effectuées dans d'autres mers que la Manche et le golfe du Lion, pour vérifier leur généralité. Nous ne possédons pas de critérium qui permettrait d'établir leurs limites dans les mers anciennes, aussi le géologue peut-il se contenter d'envisager en bloc la région néritique, sans chercher à y établir des districts distincts.

On s'est basé quelquefois sur la limite *extrême* de pénétration de la lumière pour établir la délimitation entre les mers « peu profondes » et les « mers profondes ». Mais nous avons vu dans le chapitre précédent que l'action chlorophyllienne s'arrête bien avant l'isobathe de 400 m et que celle de 200 m, qui délimite le seuil continental, marque pratiquement la limite extrême de la vie végétale. Il n'y a donc pas lieu de faire coïncider avec Ortmann une limite de région naturelle avec cette isobathe de 400 m.

Joh. Walther place sa limite des « mers peu profondes » et des « mers profondes » plus bas encore qu'Ortmann. Il accorde une importance prépondérante à la répartition de la température. Comme dans les océans les températures supérieures à 4° sont localisées en général au-dessus de l'isobathe de 900 m, c'est cette ligne qu'il adopte comme limite, et il y a en effet d'excellentes raisons pour lui attribuer une certaine valeur. Aussi semble-t-il qu'il y ait lieu d'introduire, suivant l'exemple d'Al. Agassiz [1], une zone intermédiaire entre la région néritique et les régions les plus profondes des mers, auxquelles on peut réserver la dénomination de *région abyssale*. Nous lui appliquerons ici le nom de *région bathyale*, employé par

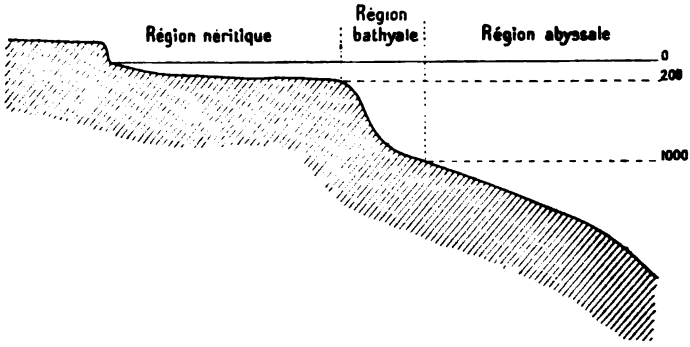


Fig. 23. — Coupe schématique à travers les régions bionomiques du milieu marin.

Renevier, et nous la délimiterons par les isobathes de 200 m et de 900, ou, en chiffres ronds, de 1 000 m.

Nous allons maintenant passer en revue d'une manière sommaire les caractères bionomiques des trois régions néritique, bathyale et abyssale (fig. 23).

La *région néritique*, qui s'étend jusqu'à une profondeur moyenne de 200 m, est caractérisée par la plus ou moins grande agitation des eaux, par une température essentiellement variable et par la pénétration facile de la lumière.

L'agitation des eaux nécessite des adaptations spéciales chez les êtres habitant la zone néritique : fixation, occlusion, perforation des rochers, enfouissement dans le sable. En raison de la grande pureté des eaux, la région néritique est le domaine des récifs de Coralliaires et de Bryozoaires. Grâce aux variations de température, diurnes dans les couches supérieures, saisonnières dans les couches infé-

1. Le nom de *région continentale* employé par Al. Agassiz [4, p. 222], pour désigner cette zone intermédiaire est mal choisi, car il peut entraîner des confusions avec la région néritique.

rieures, la faune néritique comprend exclusivement des types eurythermes.

La pénétration facile de la lumière entraîne une abondante végétation d'Algues vertes, de Fucoïdes, de Zostères, dans les régions supérieures, d'Algues rouges, principalement dans les régions plus profondes. Les « herbiers » fournissent la nourriture à de nombreux Gastéropodes herbivores, tels que les Nérites, les Hydrobies, les Cérithes, qui, à leur tour, sont la proie de Gastropodes carnivores, comme les Strombes, les Natices, les Cyprées, les Tritons, les Buccins, etc., dont la présence est liée à celle des herbivores.

Les colorations intenses et variées des animaux de la région néritique doivent être également attribuées à la pénétration facile de la lumière.

La *région bathyale*, délimitée approximativement par les isobathes de 200 et de 1 000 m, présente les caractères physiques suivants.

Les eaux y sont agitées par les vagues seulement lors des plus fortes tempêtes, mais les courants marins se font sentir dans toute sa profondeur. La température y est assez constante et les variations saisonnières ne s'y manifestent plus guère; en conséquence, ses habitants sont essentiellement sténothermes. La lumière pénètre très faiblement dans les couches supérieures, elle est nulle dans les couches inférieures, aussi la faune ne comprend-elle que fort peu d'herbivores et est-elle constituée surtout par des mangeurs de boue ou limivores, qui se nourrissent de la vase organique résultant de l'accumulation des cadavres d'animaux de surface. Ce sont surtout des Céphalopodes, des Décapodes macroures, des Poissons.

Les colorations sont beaucoup moins vives et moins variées que dans la région précédente, et les teintes jaunes, brunes, rouges uniformes prédominent.

La *région abyssale* s'étend de l'isobathe de 1 000 m jusqu'aux plus grandes profondeurs connues. Si l'on fait abstraction de la circulation extrêmement lente qui amène perpétuellement l'eau froide des pôles dans les abysses des régions tropicales, on peut admettre que le repos absolu y règne. La température y est constante pour un point donné et elle est voisine de 0°, sauf dans les mers continentales, telles que la Méditerranée, qui sont séparées des océans par un seuil élevé.

La lumière solaire est totalement absorbée bien avant la limite supérieure de la région abyssale et les seuls rayons lumineux qui éclairent les grands fonds sont émis par les organes phosphorescents de certains habitants.

Il résulte de ces conditions physiques spéciales que la faune est remarquablement uniforme, que les Animaux aveugles sont très abondants et que la végétation est totalement absente dans les abysses[1]. La nourriture est fournie exclusivement par le plankton, aussi Joh. Walther [V, 5, p. 199] compare-t-il le monde abyssal à un état industriel qui ne produit pas lui-même les denrées alimentaires et se trouve obligé d'avoir recours pour son ravitaillement à l'importation de produits originaires de pays agricoles.

La faune des grandes profondeurs ne présente que peu de variations géographiques et comprend beaucoup de genres cosmopolites; en revanche, elle est constituée par des types extrêmement variés, car le nombre des espèces abyssales est à celui des genres dans le rapport de 5 à 4, tandis que dans les couches supérieures des océans l'écart entre les deux termes est beaucoup plus considérable. On en a conclu [VI, 7] que la faune des grands fonds est le résultat d'émigrations récentes d'êtres des régions bathyale et néritique, adaptés récemment aux conditions d'existence particulières à la région abyssale; autrefois on pensait au contraire que la faune abyssale était une faune extrêmement ancienne, qui se serait conservée presque sans modifications depuis les temps secondaires jusqu'à l'époque actuelle. On peut tirer des caractères d'adaptation de la faune des abysses un argument puissant en faveur de l'origine récente des grandes dépressions océaniques.

Les subdivisions du milieu marin que nous venons de définir ne s'appliquent qu'aux fonds ou aux couches d'eaux voisines des fonds, mais d'immenses étendues de l'élément liquide sont habitées exclusivement par des êtres, animaux et végétaux, indépendants de tout substratum solide. Ces masses d'eau, habitées par le plankton et parcourues aussi par les Animaux nectoniques, constituent la *région pélagiale* ou pélagique. On peut y distinguer une *sous-région néritique*, qui est exactement superposée aux fonds néritiques, et une *sous-région océanique*, superposée aux régions bathyale et abyssale.

Facteurs secondaires réglant la distribution des êtres marins. — Si la température était uniformément distribuée à la surface du Globe et si la communication entre les mers n'était soumise à aucune entrave, il est probable que la vie serait très uniformément répartie dans les diverses régions bionomiques. Chacune d'elles serait caractérisée par une faune qui conserverait, à part de légères différences dues à

1. Abstraction faite, bien entendu, des Bactéries.

la nature du fond, sensiblement la même composition dans toute l'étendue de la région. Le plankton serait le même dans tous les océans, tous les fonds abyssaux seraient occupés par les mêmes êtres et les zones voisines des rivages auraient partout les mêmes habitants. En effet, les moyens de dissémination des Animaux marins sont très puissants, grâce surtout au genre de vie pélagique d'un grand nombre d'entre eux. Les formes nouvelles qui prendraient naissance en un point déterminé du Globe, par le fait de variations diffuses de types préexistants, ne tarderaient pas à gagner de proche en proche toute l'étendue des mers.

Cette uniformité a peut-être existé au cours d'une période géologique très ancienne, avant le refroidissement des pôles, mais il n'en est plus de même depuis que se sont différenciés les climats. Un régime régulier de courants atmosphériques s'est établi et avec lui un régime de courants marins superficiels, en même temps qu'une lente circulation amène les eaux froides et lourdes des mers polaires dans les abysses des mers tropicales.

L'universalité dans la répartition géographique des êtres a cessé d'exister de ce fait et les différences de température ont créé un premier obstacle à la dispersion des êtres. Il en est résulté la coexistence de faunes néritiques toutes différentes, localisées à peu près suivant les zones climatiques. De même la répartition du plankton est réglée par les courants marins, de sorte que l'on peut observer en contact brutal deux faunes de composition différente, habitant l'une un courant chaud, l'autre un courant froid, qui se côtoient.

D'un autre côté, l'existence de terres émergées séparant deux océans et réduites parfois à un isthme étroit constitue toujours un obstacle infranchissable à la dispersion des êtres marins.

L'existence d'un seuil sous-marin oppose souvent à la propagation des faunes abyssales une barrière d'autant plus infranchissable que les conditions de température sont différentes de part et d'autre du seuil, et nous avons vu dans le chapitre précédent que l'écart est souvent très considérable. La faune pélagique seule franchit le seuil.

Pour ce qui concerne les Animaux des régions néritiques, une profonde dépression océanique constituera, en raison des basses températures abyssales, un obstacle aussi difficile à surmonter qu'une terre émergée, surtout lorsque ces Animaux ne possèdent pas de larves pélagiques. C'est ce que nous démontrent les différences radicales existant entre les faunes littorales de deux côtes opposées d'un même océan, situées toutes deux dans la même zone climatique, comme c'est le cas pour les faunes tropicales des côtes du Brésil

et des côtes de Guinée. La dispersion ne peut se faire que si, d'une côte à l'autre, il existe une zone néritique continue, condition réalisée par exemple sur les côtes de l'océan Indien, depuis le Natal jusqu'en Australie. De la similitude des faunes néritiques de l'Amérique du Nord, à certaines périodes géologiques, avec celles de l'Europe occidentale nous serons donc en droit de conclure à l'existence d'une communication continentale entre les deux régions, sur l'emplacement de l'Atlantique nord.

Provinces zoologiques marines. — De tous ces obstacles qui s'opposent à la propagation des espèces il est résulté une différenciation du domaine maritime en un grand nombre de *provinces zoologiques* (et botaniques), caractérisées chacune par des faunes spéciales. C'est un des problèmes les plus passionnants que la Géologie historique ait à résoudre que de rechercher, pour chacune des grandes périodes de l'histoire de la Terre, s'il a existé des provinces zoologiques marines et quelle a été, dans chaque cas particulier, leur extension géographique respective. La solution définitive en est encore fort lointaine. D'ailleurs l'étude des provinces zoologiques dans les mers actuelles est à peine ébauchée. La plupart des essais qui ont été tentés dans cette voie sont établis sur des données purement empiriques, relatives, dans la plupart des cas, à un seul groupe du règne animal. Le seul essai vraiment scientifique, dû à A. Ortmann, n'est qu'une esquisse [3] et n'est basé également que sur un groupe unique, celui des Crustacés décapodes.

La répartition géographique des êtres abyssaux et du plankton est encore mal étudiée, les provinces zoologiques ne peuvent donc être établies, dans l'état actuel de nos connaissances, que sur les faunes néritiques.

Nous reproduisons ici, dans ses grandes lignes, la division du domaine maritime en provinces zoologiques établie par S. P. Woodward [1, 5] sur la répartition des Mollusques. Elle est essentiellement statistique, mais élle est devenue classique. Elle coïncide d'ailleurs sur un très grand nombre de points avec celle qu'Al. Agassiz a fondée sur la répartition des Échinides [4]. Voici ces provinces :

1° *Province arctique* (district circumpolaire boréal Al. Agassiz), comprenant les mers arctiques au N. de l'Asie et de l'Amérique, l'Atlantique Nord jusqu'à Terre-Neuve, l'Islande et le cap Nord, plus la mer de Bering jusqu'aux îles Aléoutiennes.

2° *Province boréale* (d. boréal américain Al. Ag.) : côte occidentale de la péninsule Scandinave, littoral nord-américain jusqu'au cap Cod. Se subdi-

vise en deux sous-provinces, boréale américaine et boréale européenne, qui ont chacune des espèces propres, à côté de nombreuses espèces communes aux deux rives de l'Atlantique.

3° *Province celtique :* côtes de la Grande-Bretagne, mer du Nord, Baltique.

4° *Province lusitanienne :* côtes océaniques de France, d'Espagne, du Portugal, du Maroc, Açores, Madère, Canaries, Méditerranée, mer Noire.

5° *Province aralo-caspienne :* Caspienne, mer d'Aral.

6° *Province africaine occidentale :* côtes occidentales de l'Afrique entre les deux tropiques.

7° *Province africaine australe* (forme avec 9 et 15 le district circumpolaire austral d'Al. Agassiz).

8° *Province indo-pacifique*, comprenant les régions côtières de l'océan Indien, les mers de la Chine et de la Malaisie, les archipels du Pacifique entre les deux tropiques (correspond aux 4 districts indo-pacifique, indo-africain, oriental-indien et indien d'Al. Agassiz).

9° *Province australo-zélandaise*, avec 2 sous-provinces : Australie (au S. du tropique) et Nouvelle-Zélande.

10° *Province japonaise.*

11° *Province aléoutienne* (district pacifique nord Al. Ag.).

12° *Province californienne.*

13° *Province panamique :* du golfe de Californie au Pérou.

14° *Province péruvienne* (d. S. O. américain Al. Ag.).

15° *Province magellanique :* Chili, Patagonie, terre de Feu, Malouines.

16° *Province patagonienne :* côtes de la République Argentine et du Brésil au S. du Tropique.

17° *Province caraïbe* (d. tropical atlantique Al. Ag.).

18° *Province transatlantique :* côte atlantique des États-Unis (réunie par Al. Agassiz avec la province celtique en un district nord-atlantique).

Les subdivisions d'A. Ortmann [3], basées en première ligne sur la répartition des Crustacés décapodes, sont infiniment moins nombreuses, mais elles sont motivées par les données de la bionomie marine. Voici celles du milieu « littoral », c'est-à-dire de notre région néritique :

1° *Région arctique*, avec les sous-régions arctique-circumpolaire, atlantique boréale et pacifique boréale;

2° *Région indo-pacifique;*

3° *Région ouest-américaine;*

4° *Région est-américaine;*

5° *Région ouest-africaine*, avec les sous-régions *méditerranéenne* et *guinéenne;*

6° *Région antarctique* (s'étendant en Amérique vers le N. jusqu'au Pérou et à l'embouchure du rio de la Plata).

La réunion en une même sous-province atlantique boréale des côtes nordaméricaines et européennes, celle des côtes australiennes, néo-zélandaises, sudaméricaines et sudafricaines en une région unique sont motivées par la dispersion des larves pélagiques des

Crustacés décapodes. La répartition des Mollusques est davantage sous la dépendance du facteur isolement, aussi les subdivisions de Woodward sont-elles mieux en harmonie avec les conditions géographiques.

---

1. — S. P. Woodward. A Manual of the Mollusca; or, Rudimentary Treatise of Recent and Fossil Shells. 1 vol. in-24, xvi + 486 p., 272 fig., 24 pl., 1 carte. Part. III, chap. ii, p. 349-407.

2. — Georges Pruvot. Essai sur les fonds et la faune de la Manche occidentale (côte de Bretagne) comparés à ceux du golfe du Lion. *Arch. Zool. expér.*, 3e sér., V, p. 511-616, pl. XXI-XXVI, 1897.

3. — Arnold E. Ortmann. Grundzüge der marinen Thiergeographie. Anleitung zur Untersuchung der geographischen Verbreitung mariner Thiere, mit besonderer Berücksichtigung der Dekapodenkrebse. In-8°, 96 p., 1 carte. Jena, 1896.

4. — Alex. Agassiz. Revision of the Echini. 1 vol. in-4°, 762 p., 94 pl., 69 fig. Cambridge, 1872-74.

5. — Paul Fischer. Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliologique. 1 vol. in-8°, Paris, 1887. Chap. ii, iv, v, Distribution géographique des Mollusques, p. 117-286, 1 carte.

CHAPITRE VIII

LA FORMATION DES SÉDIMENTS

Généralités. — Roches protogènes d'origine chimique. — Roches protogènes d'origine organique. — Roches deutogènes.

Généralités. — Nous connaissons maintenant les milieux physiques et nous pouvons aborder l'étude des phénomènes géologiques dont ces milieux sont le théâtre. Les phénomènes de lithogénèse retiendront tout d'abord notre attention, car ils constituent la première phase dans le cycle défini au chapitre I, qui, on s'en souvient, débute par les phénomènes de *sédimentation*. Nous savons déjà que l'on désigne en Géologie sous le nom de *sédiments* ou de *roches sédimentaires* tous les dépôts, toutes les roches dont la formation est due à l'action des agents dynamiques externes. On leur donne souvent le nom de *roches exogènes*, par opposition aux *roches endogènes*, c'est-à-dire aux roches d'origine interne ou éruptives.

L'un des caractères principaux des roches sédimentaires est la *stratification*, la disposition en strates ou en couches superposées, qui indique une certaine périodicité dans le dépôt. Mais ce caractère n'a rien d'absolu, car il existe des roches sédimentaires massives, qui ne présentent, sur de grandes épaisseurs, aucune trace de stratification, et, d'autre part, il existe des roches endogènes disposées en coulées stratifiées.

Les roches sédimentaires renferment très fréquemment des fossiles, les roches d'origine interne n'en contiennent pour ainsi dire jamais [1].

Il faut distinguer le sédiment originel de la roche sédimentaire modifiée, qui a subi, postérieurement à son dépôt, une série de transformations physiques et chimiques sous l'influence de la

1. Il convient toutefois de faire une exception pour les cendres volcaniques, dans lesquelles on rencontre parfois des empreintes végétales ou des ossements d'Animaux anéantis par l'éruption.

pression ou sous l'action des agents atmosphériques. Les principales de ces transformations sont le développement de la schistosité, la cimentation des éléments, la dissolution de certaines parties constituantes, leur oxydation, leur hydratation, etc. Ces phénomènes superficiels, dont il sera question dans un chapitre ultérieur, sont réunis souvent sous le nom de *métasomatose* et l'on réserve aujourd'hui le nom de *métamorphisme* à l'ensemble des modifications que font subir aux roches les agents dynamiques internes.

Dans le présent chapitre, nous ne nous occuperons que des sédiments originels, sans avoir égard aux modifications ultérieures qu'ils ont subies. La sédimentation s'effectue aussi bien dans le milieu marin que dans les lacs, les lagunes, les cours d'eau et même sur la terre ferme, où l'intervention de l'eau n'est pas indispensable, car on connaît des dépôts formés sous l'action du vent. Nous nous occuperons principalement ici des sédiments d'origine marine, sans cependant entièrement négliger les autres.

On pourrait classer les sédiments marins d'après la *provenance* des matériaux qui les constituent. Et l'on distinguerait ainsi des éléments qui auraient les origines suivantes :

1° Précipitation chimique;

2° Accumulation de restes d'êtres organisés;

3° Action mécanique des vagues sur les côtes;

4° Apport par les fleuves ou par les glaciers;

5° Transport par les glaces flottantes, par les Végétaux charriés, ou dans l'estomac des grands Animaux nageurs;

6° Origine aérienne, c'est-à-dire projections volcaniques, apport par les vents, chutes d'origine cosmique.

Dans les cours de Pétrographie on étudie les roches en les classant d'après l'ensemble de leur composition chimique, d'après la nature de leurs éléments constituants, d'après leur structure. On distingue des *roches simples* et des *roches composées*. Parmi les roches simples, on étudie successivement les corps simples natifs, les oxydes, les chlorures, les sulfures et autres composés binaires, les sels, groupés soit d'après la base, soit d'après l'acide. La classification des roches composées s'applique surtout aux roches d'origine interne.

Pour nous, l'élément génétique doit intervenir en première ligne et nous classerons les sédiments d'après leur mode de formation en sédiments d'origine primaire ou *protogènes*, formés directement au sein des eaux, et sédiments d'origine secondaire ou *deutogènes*, aussi appelés *détritiques* ou *clastiques*, résultant du remaniement de ceux de la première catégorie, ou du remaniement de roches éruptives ou

métamorphiques, ou encore du remaniement des roches elles-mêmes déjà détritiques.

Les roches protogènes sont ou bien d'*origine chimique*, ou bien d'*origine organique*.

Roches protogènes d'origine chimique. — Les roches protogènes d'origine chimique sont le résultat de la précipitation directe des éléments contenus en dissolution dans les eaux : carbonates, sulfates, chlorures des métaux alcalins et alcalino-terreux, etc. La précipitation chimique est naturellement rendue possible par l'évaporation résultant d'un échauffement de l'eau par les rayons solaires. On admet d'ordinaire que la série des produits qui se déposent dans une solution correspond à celle des solubilités, de telle sorte que les corps les plus solubles n'apparaissent que les derniers.

Dans les *eaux douces*, c'est nécessairement le carbonate de calcium qui se dépose en premier lieu. Nous examinerons, dans un chapitre ultérieur, les conditions dans lesquelles les sources, les eaux de ruissellement et de suintement peuvent former des dépôts calcaires. Dans les *lacs*, l'évaporation détermine la précipitation de carbonate de calcium pulvérulent, qui constitue une sorte de craie lacustre ou une incrustation qui tapisse le fond. D'autres fois il s'y forme, comme dans certaines sources, des *oolithes calcaires*, c'est-à-dire des grains plus ou moins sphériques, dans lesquels le calcaire est disposé en couches concentriques autour d'un corps étranger organique ou inorganique.

On ignore encore quelle part revient exactement aux organismes, tels que les Algues, dans la formation des oolithes.

Les dépôts oolithiques calcaires peuvent également prendre naissance dans les *eaux marines*. Ainsi, dans les mers actuelles, on en a signalé dans la rade de Suez et sur les côtes de Floride. Ils sont localisés dans la région littorale et dans les mers peu profondes. Une forte agitation des eaux paraît être une condition indispensable à la précipitation des oolithes, aussi sont-elles abondantes sur le bord des récifs coralliens et accompagnent-elles souvent les dépôts coralligènes dans les formations géologiques.

L'évaporation ne paraît pas suffire à expliquer la précipitation de substances aussi peu abondantes dans l'eau de mer que le carbonate de calcium et les sels métalliques.

Nous savons déjà que l'eau de mer renferme, outre une très forte teneur en chlorure de sodium, des quantités assez élevées de chlorures et de sulfates alcalins et alcalino-terreux.

Si l'on range ces sels par ordre de solubilité, on a, d'une part, le sulfate de calcium, moins soluble que le chlorure de sodium; d'autre part, les autres composants, dits « sels déliquescents », qui sont plus solubles. Lors de la concentration de l'eau de mer par évaporation, d'une manière générale, le sulfate de calcium se déposera d'abord, le chlorure de sodium ensuite et les sels déliquescents en dernier lieu. Mais, comme le chlorure de sodium est presque toujours en excès, il se dépose souvent simultanément avec les autres éléments.

Le sulfate de calcium cristallise sous deux formes distinctes, la forme anhydre, connue sous le nom d'*anhydrite*, et la forme hydratée, qui est le *gypse* ($CaSO^4 + 2H^2O$). Les conditions de précipitation des deux minéraux ne sont pas les mêmes. D'après l'opinion courante, à la pression ordinaire il se déposerait du gypse; sous une pression supérieure à 10 atmosphères, ce serait de l'anhydrite qui prendrait naissance; et cette condition serait réalisée au fond de tout bassin d'une profondeur dépassant 107 m. Mais, d'après les travaux récents de van't Hoff [1], ce sont exclusivement les conditions de température et la proportion des sels coexistant dans l'eau avec le sulfate de calcium qui déterminent la formation soit de gypse, soit d'anhydrite. Dans l'eau douce il se déposerait du gypse jusqu'à une température maximum de 60°; dans une eau renfermant des chlorures, par contre, déjà à partir de 25° le précipité serait, non plus du gypse, mais de l'anhydrite.

Pour qu'il se forme du *sel marin* il faut que l'eau soit réduite par évaporation à 1/10 de son volume primitif et que sa densité atteigne 1,20. Alors prennent naissance de puissantes masses de sel gemme, souvent d'une grande pureté, ou bien il se dépose des mélanges d'argile et de sel. Après précipitation du sel marin, il reste des eaux mères très denses, qui renferment en dissolution les sels déliquescents. L'ordre dans lequel se déposent ensuite ces sels varie suivant leurs proportions respectives, suivant la température de la solution et suivant la pression, c'est-à-dire suivant la profondeur du bassin d'évaporation. L'application des lois de la chimie physique a permis à van t'Hoff et Meyerhoffer de déterminer *a priori* l'ordre de précipitation des divers sels et d'expliquer la succession des dépôts salins que l'on observe dans certains gisements, en particulier dans celui de Stassfurt. Nous renverrons le lecteur désireux d'approfondir ces questions aux mémoires qu'ont publiés ces deux savants [1] et nous nous contenterons de citer les trois principaux composés qui forment à Stassfurt trois niveaux constants superposés au niveau de l'anhydrite, ceux de la *polyhalite* ($2CaSO^4.MgSO^4.K^2SO^4.2H^2O$), de la *kiese-*

rite ($MgSO^4.H^2O$) et de la *carnallite* ($MgCl^2.KCl.6H^2O$). Le sel gemme accompagne toujours ces minéraux, mais en proportion décroissante à mesure qu'on s'élève. La *sylvine* (KCl) et la *caïnite* ($MgSO^4.KCl.3H^2O$), qui se rencontrent également dans le gisement de Stassfurt, sont des produits secondaires, résultant de transformations ultérieures des autres sels.

Enfin, on a signalé, dans plusieurs gisements, des borates, tels que la boracite ($2Mg^3B^8O^{15}.MgCl^2$), formant des intercalations lenticulaires jusqu'au niveau de la carnallite. Il y a là en apparence une contradiction, car les borates sont beaucoup moins solubles que les sels déliquescents, mais Dieulafait a constaté qu'ils restent en dissolution dans les eaux mères de ces sels. Du reste, l'analyse a révélé dans les eaux marines des traces appréciables de bore.

Les dépôts de sels déliquescents des périodes géologiques anciennes ne sont qu'exceptionnellement conservés. La conservation n'est possible que dans des pays où les précipitations atmosphériques sont très rares, ou bien dans des gisements qu'une couverture de couches argileuses préserve de la dissolution par les eaux pluviales. Dans les autres cas, le gypse ou l'anhydrite ont seuls résisté à la dissolution, mais la présence d'anciens dépôts de sel est alors révélée par l'existence de moulages [1] de trémies ou de cubes dans les vides laissés par la disparition des cristaux.

On admet généralement que les dépôts d'anhydrite, de gypse, de sel gemme, de sels déliquescents sont des formations lagunaires, résultant de l'évaporation d'eaux marines dans des bassins en communication avec la mer.

On ne peut s'expliquer l'accumulation de dépôts de sel atteignant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur [2] autrement que par des apports toujours nouveaux d'eau salée dans le bassin d'évaporation. Aussi Bischof a-t-il imaginé l'existence de lagunes séparées de la mer par un seuil, par une barre, par-dessus laquelle les couches superficielles de l'eau de mer pourraient seules s'écouler dans la lagune, tandis que les parties profondes du bassin d'évaporation seraient dépourvues de communication avec la mer, de sorte que l'eau y atteindrait une concentration considérable. C. Ochsenius [3] a particulièrement développé cette « théorie de la barre ». Dans son idée, les couches d'anhydrite et de sel successivement déposées finissent par remplir le bassin jusqu'à la hauteur de la barre;

1. Ces moulages sont improprement appelés « pseudomorphoses ».
2. A Sperenberg, au sud de Berlin, un sondage a traversé une nappe de sel sur une épaisseur de près de 1 200 m, sans en atteindre la base.

l'eau de mer continuerait à affluer dans la lagune, refoulant les eaux mères très denses qui occupent le fond, de sorte que celles-ci refluerait à la mer. Il se formerait ainsi à nouveau, par évaporation d'une eau à salure normale, de l'anhydrite, constituant au-dessus des sels déliquescents un « chapeau », que l'on a en effet observé au sommet des dépôts de Stassfurt.

Dans aucune lagune actuelle, on n'a encore observé la succession des phénomènes que suppose la théorie d'Ochsenius, on n'a pas davantage observé de barres répondant aux conditions voulues. Il est vrai qu'on a souvent cité comme lieu où s'opère de nos jours la précipitation chimique de sels contenus en dissolution dans l'eau de mer le golfe de Kara-Bougas ou d'Atchi-Daria, dans l'est de la mer Caspienne. Une langue de terre isole cette lagune, qui ne communique avec la mer que par un étroit chenal. D'anciens auteurs ont affirmé qu'une véritable croûte de sel se forme actuellement sur le fond de l'Atchi-Daria; mais les observations d'Androussow [6] n'ont pas confirmé le fait et ce géologue n'a même pas constaté dans la lagune une concentration suffisante pour permettre de supposer qu'il s'y dépose du sel gemme. Sur les rivages il ne se forme que du gypse et du sulfate de potassium.

Cependant Androussow a réellement observé l'existence, aussi bien en profondeur qu'en surface, d'un courant entraînant en toute saison de l'eau de la Caspienne dans la lagune, d'où résulte pour la grande mer intérieure une perte constante d'eau, que compensent les apports par les fleuves, et une perte immense de sel, qui n'est pas compensée.

Dans la plupart des lagunes, comme l'a fait remarquer à juste titre Joh. Walther [5], le régime est exactement inverse. Des fleuves amènent de l'eau douce dans la lagune, dont le fond seul reste salé, et il s'établit un courant allant de la lagune à la mer. Ces conditions rendent impossible la concentration des eaux et la précipitation des sels.

Il est incontestable qu'un climat désertique, c'est-à-dire à précipitations atmosphériques très faibles, est la condition nécessaire, non seulement de la conservation, mais encore de la formation des dépôts de sel. Cette condition peut se trouver réalisée dans certaines lagunes de régions sans pluies; mais elle se retrouvera tout aussi bien dans l'intérieur des déserts, en particulier dans les cuvettes sans écoulement à la mer, pour peu que les cours d'eau affluant dans ces cuvettes renferment en dissolution des sels empruntés aux terrains affleurant dans leurs bassins de réception. C'est ce qui se produit dans les chotts algériens et tunisiens, dont la salure provient unique-

ment de l'apport, par leurs affluents, de gypse et de sel originaires des gisements triasiques voisins.

Joh. Walther a proposé dans ces dernières années d'assimiler tous les dépôts de gypse et de sel des périodes anciennes à des formations désertiques [5]. Il fait valoir notamment que l'on n'a jamais observé, dans aucune coupe géologique, quoi que ce soit qui puisse faire songer à l'existence d'une barre.

L'étude approfondie des organismes fossiles qui accompagnent les formations salifères prend ainsi un intérêt capital, car elle permettra seule d'établir si, pour chaque cas particulier, la composition de la faune et de la flore qui vivaient dans le voisinage d'un bassin d'évaporation déterminé est conciliable avec l'hypothèse de conditions désertiques, ou si elle n'indique pas plutôt l'existence de communications directes avec la mer.

Roches protogènes d'origine organique. — Les roches protogènes d'origine organique se forment par l'accumulation des squelettes sécrétés par certains animaux ou végétaux, qui ont la possibilité d'emprunter des substances minérales au milieu ambiant pour les incorporer à leur organisme. Le squelette, qui constitue un organe de protection ou de soutien, peut être formé par du phosphate de chaux, par du carbonate de chaux sous ses diverses formes cristallines, calcite, aragonite, conchite, par de la silice ou par de la cellulose. Le phosphate de chaux entre dans la composition du squelette osseux des Vertébrés et il est emprunté soit au sol, où il se trouve sous la forme d'apatite, soit à l'eau de mer. Le carbonate de chaux est sécrété par certaines Algues, telles que les Siphonées, les Lithothamniées, les Calcocytées, et par de nombreux Animaux : Foraminifères, Calcispongiés, Hydrozoaires, Zoanthaires, Échinodermes, Serpules, Bryozoaires, Brachiopodes, Mollusques, divers Crustacés.

La silice forme le squelette des Diatomées (frustules) (fig. 24), des Radiolaires, des Silicispongiés (spicules). La cellulose que l'on trouve chez certains Spongiaires (spongine), chez les Mollusques (conchyoline), chez les Arthropodes (chitine) ne contribue que d'une manière tout à fait accessoire à la formation des sédiments, si l'on fait abstraction de celle qui est élaborée par les Végétaux terrestres et qui, après une série de transformations, constitue la houille et les autres roches charbonneuses.

Ce sont surtout le carbonate de chaux et la silice qui entrent en ligne de compte dans la formation des sédiments, il importe donc d'examiner les conditions qui favorisent leur production par les organismes.

Commençons par le calcaire.

Tandis que dans les cours d'eau la quantité de carbonate de calcium en dissolution peut être relativement élevée, dans l'eau de mer, elle est tout à fait minime (0,06 °/₀) et le calcium s'y trouve presque entièrement à l'état de sulfate. Il est difficile d'admettre que ces quantités infinitésimales de carbonate de calcium peuvent suffire à fournir le calcaire qui constitue le squelette d'un si grand nombre d'Animaux marins, aussi a-t-on supposé que les êtres vivants sont capables d'utiliser le sulfate et de le transformer dans leur organisme en carbonate.

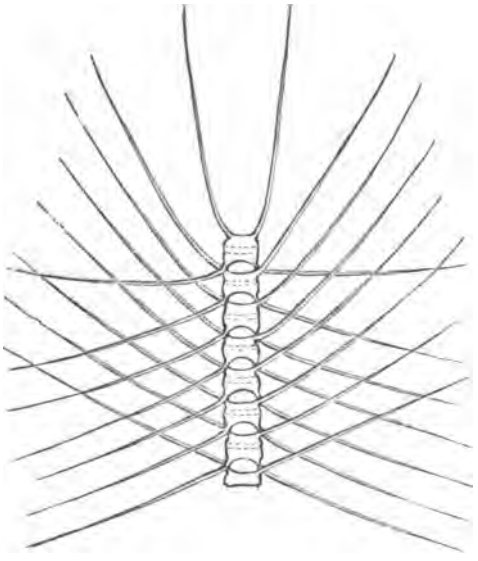


Fig. 24. — Frustules de *Chætoceras dispar*, Diatomée marine. Gr. 370 fois (d'après Joh. Walther, *Allg. Meeresk.*).

Des expériences faites par Murray et Irvine [9] sur des poules, des crabes, des huîtres, etc., ont pleinement confirmé cette supposition.

Des poules entièrement privées de chaux pondent, comme l'on sait, des œufs dépourvus de coque; si l'on met à leur disposition de l'eau renfermant du sulfate de calcium, mais sans la moindre trace de carbonate, leurs œufs présentent néanmoins une coque calcaire normale. De même, en élevant des crabes ou des huîtres dans une eau de mer artificielle, d'où le carbonate de calcium est rigoureusement exclu, la carapace ou la coquille s'accroissent normalement. Il est donc manifeste que les organismes ont la possibilité de transformer le sulfate en carbonate.

Dans d'autres expériences, les mêmes savants ont pu constater que la transformation était beaucoup facilitée lorsque l'eau ambiante était additionnée de carbonate d'ammonium ou d'albumine. D'ailleurs, le carbonate d'ammonium détermine, dans une solution de sulfate de calcium, un précipité de carbonate de calcium. Murray et Irvine supposent que, dans la nature, la fixation du calcaire par les organismes est rendue plus facile par la présence, dans l'eau de mer, de carbonate d'ammonium, provenant soit des produits d'excrétion des animaux, soit de la décomposition de la matière organique.

Il résulte d'analyses faites par les mêmes auteurs que les sels ammoniacaux existent partout dans les océans, mais que dans les eaux chaudes des Tropiques ils se trouvent en bien plus grande abondance que dans les eaux froides des régions polaires ou des grandes profondeurs. Cette constatation explique parfaitement la distribution géographique des organismes à sécrétion calcaire abondante. A profondeur égale les mers tropicales renferment beaucoup plus d'organismes à squelette calcaire bien développé que les régions polaires. Pour mettre cette règle en évidence, Murray compare la

Fig. 25. — Coccosphère (d'après J. Murray).

Fig. 26. — Rhabdosphère (d'après J. Murray).

faune littorale du cap York avec celle de l'île Kerguelen[1]. Dans le premier cas, les Coralliaires, les Mollusques à test calcaire épais, les Décapodes sont abondants; dans le second, on rencontre surtout des Hydroïdes, des Holothuries, des Annélides, des Amphipodes, des Isopodes, des Tuniciers, dépourvus de squelette calcaire. Dans un même groupe, on rencontre dans les eaux tropicales des formes à squelette épais, dans les eaux polaires, des formes à squelette mince ou rudimentaire. Les genres de Foraminifères *Pulvinulina* et *Sphæroidina* se trouvent dans ce cas. Les Ptéropodes sont nus ou possèdent un test extrêmement mince (*Limacina*) dans les mers froides; sous les Tropiques, il existe, par contre, des formes à coquille bien développée. Les Coccosphères (fig. 25) et les Rhabdosphères (fig. 26)[2] sont abondantes dans les mers tropicales; elles manquent dans les mers polaires. De même, dans les grandes profondeurs, en raison des

1. John Murray. On the deep and shallow water marine fauna of the Kerguelen Region of the Great Southern Ocean. *Transact. of the Royal Soc. of Edinburgh.*, XXXVIII, part II, n° X, p. 343-500, 1 pl., 1896.

2. Ce sont des Algues à squelette calcaire du groupe des Calcocytées.

basses températures qui y règnent, les organismes à squelette calcaire sont particulièrement rares. Ajoutons que les Zoanthaires constructeurs de récifs ne se développent pas dans des eaux dont la température est inférieure à 20°, tandis que les formes simples, à sécrétion calcaire peu abondante, se rencontrent dans des eaux beaucoup plus froides et à des profondeurs assez considérables.

Nous serons amenés plus tard à tirer de l'ensemble de ces faits des conclusions géologiques d'une certaine importance. Ainsi, la présence de nombreux organismes à squelette calcaire bien développé, dans les dépôts paléozoïques des régions boréales, nous démontrera que ces régions ne présentaient pas encore, au cours des temps primaires, le climat froid qu'elles subissent aujourd'hui.

Le développement des organismes à squelette calcaire est encore favorisé par une autre condition, la pureté des eaux. L'envasement leur est très préjudiciable, aussi les récifs coralliens ne peuvent-ils s'établir à l'embouchure des cours d'eau. Des eaux agitées, des courants rapides, conditions réalisées en général dans des mers peu profondes, entraînent les particules argileuses qui pourraient être en suspension dans l'eau et préservent les colonies d'animaux à squelette calcaire d'un enfouissement qui mettrait fin à leur accroissement.

Inversement, le développement des organismes à squelette *siliceux* est favorisé par une température relativement basse du milieu ambiant et par la présence d'un fond vaseux ou d'une eau portant en suspension des particules argileuses.

La silice est contenue dans l'eau de mer en quantités si faibles (1/200 000 — 1/500 000) qu'elle ne peut suffire à alimenter les Animaux et les Végétaux qui la fixent dans leur organisme. Aussi Murray et Irvine [10] ont-ils émis l'hypothèse que les êtres à squelette siliceux ont la faculté de transformer l'argile en silice et ils en ont donné une démonstration expérimentale très probante.

En cultivant des Diatomées dans une eau additionnée de silice soluble gélatineuse, ils obtinrent un développement normal de ces Algues. Le résultat fut le même avec du silicate de chaux. En revanche, les Diatomées ne tardèrent pas à périr dans une eau ne renfermant aucune trace de silice, ou à laquelle on avait ajouté du quartz, c'est-à-dire de la silice insoluble. Mais l'expérience la plus remarquable de toute la série fut réalisée par l'addition, à l'eau renfermant les Diatomées, d'argile pure extrêmement divisée : les Diatomées se développèrent très bien et ne tardèrent pas à pulluler. Leur organisme est donc capable d'emprunter la silice au silicate d'alumine, à l'argile en suspension dans l'eau.

Or, c'est un fait bien connu que l'argile, à l'état d'extrême division, reste plus longtemps en suspension dans l'eau douce ou dans une eau à salure inférieure à la normale que dans l'eau de mer à salure élevée. Dans les régions polaires, où, comme nous l'avons vu plus haut, la salure des eaux est considérable, l'argile charriée par les grands fleuves n'est pas précipitée à l'embouchure même, comme cela a lieu sous les tropiques, elle reste longtemps en suspension et fournit aux Radiolaires et aux Diatomées une source abondante de silice. Par conséquent, la basse température des eaux et la faible salinité qui en résulte sont des conditions favorables au développement des organismes à squelette siliceux. C'est précisément l'inverse de ce qui a lieu pour les organismes à squelette calcaire. De même, la présence de l'argile, qui est nuisible à ceux-ci, est éminemment favorable à ceux-là. On peut dire que les conditions qui déterminent l'accumulation des squelettes calcaires ou siliceux s'excluent réciproquement et qu'elles sont en quelque sorte antagonistes. La répartition géographique des deux catégories principales de sédiments organogènes vient à l'appui de cette loi.

Suivant le genre de vie des êtres à squelette calcaire ou siliceux qui entre dans la composition des sédiments on peut distinguer parmi ceux-ci deux catégories bien différentes, les *sédiments benthogènes* et les *sédiments planctogènes*.

Dans le premier groupe rentrent d'abord toutes les roches calcaires provenant de récifs édifiés par des animaux vivant en colonies, Zoanthaires, Hydrozoaires, Bryozoaires, ou encore par des Algues calcaires (*Lithothamnium*, *Melobesia*, etc.). On les a appelées des calcaires récifaux ou des calcaires construits. Puis, nous pouvons ranger dans la même catégorie les sédiments résultant de l'accumulation sur place des débris non charriés d'Animaux ou de Végétaux benthoniques, comme par exemple les calcaires à entroques, qui proviennent d'un entassement d'articles de la tige et des bras, ainsi que des pièces du calice de Crinoïdes, Échinodermes fixés au moyen d'une tige et formant sur certains fonds de véritables forêts; ou les calcaires à Diplopores, constitués par des amas de débris calcaires provenant des incrustations de Siphonées verticillées; ou encore les calcaires à Foraminifères benthoniques (Fusulines, Nummulites, Alvéolines, etc.). Des accumulations de débris de coquilles prennent le nom de *lumachelles*, lorsque les éléments en sont cimentés, de *faluns*, dans le cas contraire. Enfin, il existe des sédiments qui sont presque entièrement formés de spicules de Spongiaires siliceux, ce sont les *spongolithes* de Cayeux [11].

On peut appeler sédiments planctogènes ceux qui sont constitués presque exclusivement par des accumulations de squelettes, calcaires ou siliceux, d'Animaux ou de Végétaux, qui de leur vivant faisaient partie du plankton. Dans les océans actuels ils jouent un rôle particulièrement considérable et la surface qu'ils occupent a été évaluée à près de la moitié de la surface totale des fonds marins.

Les êtres du plankton tombent, après leur mort, comme une pluie très lente, au fond de la mer. Leurs parties molles se décomposent, les squelettes siliceux atteignent le fond, sans avoir été sensiblement corrodés par un contact prolongé avec l'eau de mer, et leur entassement donne naissance à un sédiment siliceux. Il n'en est pas toujours de même des squelettes calcaires. Lorsque dans leur chute lente ils traversent une colonne d'eau d'une très grande épaisseur, ils sont entièrement dissous avant d'atteindre le fond. Aussi ne forment-ils des sédiments qu'à des profondeurs qui ne dépassent guère 5000 m et sont presque toujours fort inférieures à ce chiffre.

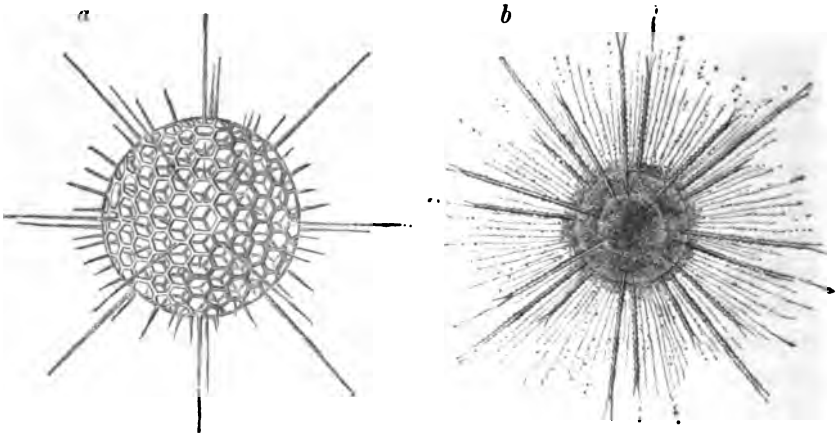


Fig. 27. — *a*, *Heliosphæra echinoides*; *b*, *Acanthometra Mülleri*. Squelettes de Radiolaires (d'après J. Murray).

Les organismes à squelette calcaire les plus abondants dans le plankton sont des Foraminifères perforés de la famille des Globigérinidés (*Globigerina*, *Sphæroidina*, *Orbulina*), aussi a-t-on appelé *boue à Globigérines* le sédiment qui est constitué par l'accumulation de leurs squelettes. On y trouve de 30 à 96 °/₀ de calcaire et la teneur diminue avec la profondeur. Outre les Foraminifères planctoniques on y rencontre des Coccolithes et des Rhabdolithes, des Radiolaires, des frustules de Diatomées, des restes d'organismes benthoniques calcaires ou siliceux et, en faible quantité, des miné-

raux d'origine volcanique. La *boue à Ptéropodes* n'est qu'une variété de la boue à Globigérines. Comme celle-ci, elle se rencontre exclusivement dans les régions tropicales. La teneur en calcaire s'élève jusqu'à 98 °/₀. Les espaces recouverts par ces boues calcaires sont très considérables, surtout dans l'océan Atlantique.

La *boue à Radiolaires* renferme en grande quantité des squelettes de Radiolaires (fig. 27), des spicules de Spongiaires, des frustules de Diatomées, en faible proportion des restes calcaires et une plus ou moins grande quantité d'argile rouge et de minéraux en cristaux isolés. Elle couvre des fonds situés entre 4 000 et 8 000 m et passe latéralement à une boue très pauvre en organismes, l'*argile rouge* des profondeurs abyssales.

La *boue à Diatomées* est surtout développée dans les régions antarctiques, où la salure des eaux est peu élevée, en raison de la faible évaporation et de l'apport considérable d'eau douce par les glaciers et par les précipitations atmosphériques.

Roches deutogènes. — Les roches deutogènes ou détritiques peuvent être classées soit d'après l'origine, soit d'après la grosseur de leurs éléments. Dans le premier cas on distinguera des roches détritiques *minérogènes*, *organogènes* ou *mixtes*, suivant que les éléments remaniés ont une origine première minérale, organique ou qu'ils participent à la fois de ces deux origines. Dans le deuxième cas on distingue des roches *pséphitiques*, à gros éléments, *psammitiques*, à éléments moyens, *pélitiques*, à éléments fins, susceptibles de rester un temps assez long en suspension dans les eaux.

Les roches pséphitiques comprennent les *conglomérats*, les *poudingues*, les *brèches*, d'origine minérale ou d'origine organique. Les éléments des poudingues sont arrondis par le frottement, ceux des brèches sont restés anguleux. D'ailleurs ces noms s'appliquent à des roches dont les éléments sont cimentés, postérieurement à leur dépôt; dans le cas contraire, on parlera plutôt de *cailloutis* ou de *graviers*.

L'origine des cailloutis est multiple. En laissant de côté pour le moment ceux qui sont d'origine glaciaire, on peut distinguer d'abord des cailloutis fluviatiles, déposés par les cours d'eau, et des cailloutis littoraux, formés sur les rivages de la mer ou des grands lacs.

Les cours d'eau d'allure torrentielle charrient des blocs dont les dimensions sont fonction de la vitesse du courant. Ces blocs roulent vers l'aval en frottant les uns contre les autres, arrondissant ainsi leurs angles et prenant même un certain poli. Ils se transforment en

cailloux roulés ou galets. Ils se déposent, lorsque le courant diminue d'intensité, sur les berges convexes des rivières. Ils sont généralement plus ou moins calibrés, présentant souvent une grosseur déterminée dans chacun des lits qui constituent un cailloutis et qui correspondent à des variations dans la vitesse des courants. Des lits de sable alterneront fréquemment avec des lits de gravier. Les couches successives pourront affecter une disposition inclinée et les divers lits se couperont obliquement, par suite de changements dans la direction du courant et de l'alternance de creusements et d'alluvionnements. Ce mode de stratification est caractéristique des cours d'eau torrentiels et prend le nom de *stratification entrecroisée*.

Sur les côtes rocheuses, les falaises sont battues par les vagues, les blocs qui s'en détachent sans cesse sont d'abord entraînés vers le large, puis ramenés par le flot et projetés avec force comme une mitraille contre le pied de la falaise. Dans ce mouvement de va-et-vient ils sont brisés, roulés, arrondis et, lorsque la roche est suffisamment compacte, transformés en galets; ils sont, par contre, désagrégés, lorsque la roche est composée d'éléments insuffisamment cohérents. Il se forme entre la limite des plus fortes marées et la ligne des basses mers une plate-forme littorale sur laquelle s'accumulent les galets. Si, plus tard, le niveau de la mer se déplace, ce cordon littoral pourra indiquer, s'il n'est pas détruit, l'emplacement de l'ancien rivage. Quelquefois il se forme aussi une *levée de galets* à une certaine distance de la côte. Les éléments des cailloutis ou du conglomérat littoral seront moins bien calibrés que ceux des graviers fluviatiles, et les galets présenteront souvent à leur surface des petits cones de percussion dus à ce qu'ils se sont violemment entrechoqués sous l'action des vagues.

Des cailloutis, transformés ultérieurement en conglomérats, peuvent encore prendre naissance lorsque la mer envahit une surface accidentée plus ou moins étendue. Le cailloutis se dépose en transgression sur le substratum, s'alimentant aux rochers qui font saillie sur le fond et nivelant rapidement toutes les aspérités, pour faire place bientôt à des sédiments moins grossiers. On appelle *conglomérat de base* de la série transgressive le cailloutis ainsi formé.

Les ROCHES PSAMMITIQUES sont des sédiments détritiques formés d'éléments beaucoup moins grossiers. On désigne sous le nom de *sables* celles dont les éléments ne sont pas agrégés; sous le nom de *grès*, celles dont les particules intégrantes sont réunies par un ciment quelconque. Le nom de *psammites* est d'ordinaire réservé aux grès bien stratifiés dont la surface des lits est recouverte de paillettes de mica.

La composition des grains de sable est très variée, elle est tantôt uniforme, tantôt mixte. Les *sables siliceux* sont particulièrement fréquents; ils proviennent soit de grès siliceux préexistants, soit de la désagrégation de roches granitoïdes ou de schistes cristallins, comme nous le verrons plus tard. Les sables riches en minéraux lourds sont en général formés au détriment de roches volcaniques. Dans les *sables glauconieux*, un élément d'origine chimique, la glauconie, vient se mélanger aux éléments détritiques. Les *sables calcaires* doivent presque toujours leur origine à la trituration de squelettes calcaires; beaucoup d'entre eux sont des sables coralliens, formés sur le bord des récifs. Lorsque des sables sont mélangés d'une forte proportion de fragments de coquilles, on leur donne le nom de *faluns*. Les différentes variétés de grès sont dénommées d'après la nature de leur ciment, d'après leur couleur, etc.

Sur les continents les grandes accumulations de sables sont dues à l'action des vents. Il en sera question plus loin. Les rivières déposent des sables dans toutes les parties de leurs cours où le courant n'est plus suffisamment rapide pour entraîner vers l'aval les éléments qui, jusqu'en ce point, avaient été charriés sur le fond sous la forme de masses mouvantes. Les sables fluviatiles constituent souvent des couches qui alternent avec des lits de gravier ou avec des lits d'argile.

Les sables marins proviennent principalement de la destruction de certaines falaises. Ils cheminent le long des côtes sous l'action des courants de marées et sont entraînés au large, quelquefois à des distances assez considérables du rivage. Sur les côtes plates le vent du large les pousse vers l'intérieur des terres, donnant lieu à la formation de dunes.

Les ROCHES PÉLITIQUES sont constituées par des éléments pulvérulents et suffisamment fins pour pouvoir rester pendant un temps appréciable en suspension dans une eau tranquille. Ce sont des boues consolidées par la dessiccation et le tassement. Leur origine est ou exclusivement minérale, ou exclusivement organique, ou mixte.

Les argiles résultent de la décomposition des feldspaths et sont constituées, à l'état de pureté, par un bisilicate d'aluminium hydraté. Elles absorbent l'eau avec la plus grande facilité, de sorte que, sèches, elles happent à la langue; lorsqu'elles sont humides, elles sont plastiques et n'abandonnent toute leur eau que chauffées au rouge. Elles sont souvent mélangées de grains de quartz (argiles sableuses) ou de paillettes de mica, ou de sesquioxyde de fer anhydre ou hydraté, qui les colore en rouge ou en jaune, ou de sulfure de fer, qui leur

donne une teinte noire ou bleue, ou encore de matière organique. Quant à la *marne*, c'est un mélange en proportions variables d'argile et de calcaire, ce dernier presque toujours prédominant et provenant de la trituration de squelettes d'organismes. C'est donc une roche mixte. Il en est de même de la *gaize*, qui est une argile riche en silice soluble, provenant de spicules de Spongiaires, et en silice insoluble, d'origine détritique.

L'argile est en partie apportée dans le milieu marin par les fleuves, elle peut aussi provenir de la destruction des falaises granitiques. Nous avons vu plus haut qu'elle ne peut être charriée à une certaine distance des rivages que dans les mers à faible salure de hautes latitudes. Aussi ne constitue-t-elle autour des îles et des continents qu'une auréole de largeur variable, que Murray a appelée la zone des *boues terrigènes* [8]. Au large il ne se forme que des boues planctogènes et une argile rouge dont il sera question dans le chapitre suivant.

Les boues calcaires sont presque toujours d'origine chimique dans les lacs, d'origine organique dans le milieu marin. En se tassant elles donnent naissance à des craies. Les calcaires compactes résultent d'une recristallisation partielle ou totale du calcaire.

Les boues calcaires se forment surtout sur le pourtour des récifs coralliens, qui, battus par les flots, sont soumis à une trituration permanente. Les particules extrêmement fines résultant de cette trituration troublent l'eau alentour du récif (lait du corail) et se déposent ensuite à une certaine distance. Une certaine quantité de boue calcaire est aussi apportée dans les océans par les cours d'eau.

La craie blanche est souvent formée presque exclusivement par une accumulation de squelettes triturés d'organismes benthoniques, tels que Lamellibranches (prismes d'Inocérames), Bryozoaires, Échinides, etc. [11]. Les Foraminifères de fond y sont quelquefois très abondants. La craie marneuse renferme les mêmes organismes, mais elle contient une certaine quantité d'argile.

---

1. — J. H. VAN'T HOFF. Zur Bildung der oceanischen Salzablagerungen, I. 1 vol. in-8°, VI + 85 p., 34 fig. Braunschweig, 1905.

2. — JOH. HEIDENHAIN. Chemisch-geologische Betrachtung der Gypsvorkommnisse in der Zechsteinformation. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.*, XXVI, p. 275-283, 1874.

3. — CARL OCHSENIUS. Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. In 8°, 172 p., 3 pl. Halle, 1877.

4. — JOHANNES WALTHER. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. III. Lithogenesis der Gegenwart. In-8°, 474 p. Jena, 1894.

5. — Id. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Gr. in-8°, 175 p., 50 fig. Berlin, 1900.

6. — Nik. Andrussow. Der Atschi-darja oder Karabugas-Busen. *Peterm. Mitt.*, XLIII, p. 25-34, pl. IV, 1897.

7. — G. Linck. Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. *Neues Jahrb.*, Beil.-Bd. XVI, p. 495-516, 1903.

8. — John Murray and A. F. Renard. Report on Deep-Sea Deposits. *Report on the Scientific Results of the Voyage of H. M. S. Challenger during the years 1873-76*, 1 vol. in-4°, 525 p., 29 pl., 43 cartes, 22 diagrammes. London, 1891.

9. — John Murray and Robert Irvine. On coral reefs and other carbonate of lime formations in modern seas. *Proc. Royal Soc. Edimb.*, XVII, p. 79-109, 1890.

10. — Id. On silica and the siliceous remains of organisms in modern seas. *Ibid.*, XVIII, p. 229-250, 1892.

11. — Lucien Cayeux. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, IV, mém. II, 589 p., 10 pl. Lille, 1897.

12. — Bailey Willis. Conditions of Sedimentary Deposition. *Journ. of Geol.*, I, p. 476-520, 1903.

CHAPITRE IX

LA DIAGÉNÈSE

Dissolution. — Recristallisation des éléments dissous. — Dolomitisation. — Décomposition des silicates. — Décomposition de la matière animale.

Il résulte des faits exposés dans le chapitre précédent que le phénomène de sédimentation peut être envisagé comme une précipitation mécanique ou chimique de particules solides au fond des eaux. Les roches sédimentaires diffèrent des sédiments actuels par une foule de caractères résultant de transformations bien postérieures à la sédimentation, souvent très récentes et dues à l'action sur des sédiments des agents dynamiques internes ou externes. Ces transformations seront étudiées plus tard, mais il en est d'autres qui ont pour théâtre le fond même des eaux et qui se produisent immédiatement après la précipitation ; elles sont d'ordre chimique et peuvent avoir lieu avec l'intervention ou sans l'intervention des microorganismes. Il est nécessaire de définir quelques-uns de ces phénomènes.

Dissolution. — Le pouvoir dissolvant des eaux marines est incontestable; d'après Thoulet, il serait toutefois moindre que celui des eaux douces. Il arrivera quelquefois qu'un sédiment sera dissous aussitôt formé; ou bien, dans le cas des sédiments hétérogènes, certains éléments particulièrement solubles ne tarderont pas à être enlevés. La dissolution s'opérera sur le fond même ou dans la masse du sédiment, car celui-ci reste imprégné d'eau.

Les squelettes des organismes qui tombent au fond de la mer ou qui sont enfouis dans le sédiment subissent souvent une attaque plus ou moins rapide, qui peut aboutir à la destruction complète. Dans les eaux douces les coquilles des Unios et des Anodontes sont préservées de la dissolution par une cuticule chitineuse. Leurs crochets, où la cuticule est beaucoup plus mince, sont fortement corrodés, du

vivant même de l'animal. Les squelettes calcaires composés de conchite[1] sont plus facilement dissous que ceux constitués par de la calcite. A la première catégorie appartiennent les polypiers des Zoanthaires, les coquilles de certains Lamellibranches, des Gastéropodes, à l'exception des Patelles, des Céphalopodes; à la deuxième, les squelettes des Échinodermes, les coquilles des Brachiopodes, de divers Lamellibranches, tels que les Huîtres, les Spondyles, les *Pinna*, les tubes de Serpules. Aussi constate-t-on fréquemment que dans une même roche sédimentaire fossilifère les squelettes formés de conchite ont disparu, laissant un vide et un double moulage, interne et externe, tandis que les squelettes en calcite sont parfaitement conservés.

Sur les fonds abyssaux des océans actuels on rencontre assez fréquemment des restes de Vertébrés marins, en particulier des otolithes de divers Poissons, des dents de Squales et des caisses tympaniques de Cétacés, qui sont les seules parties du squelette ayant échappé à la destruction. Les dents sont réduites à leur couronne composée d'émail, la vasodentine de la racine a été dissoute. En général, toutes les parties constituées par du phosphate de chaux ont disparu, tandis que les parties calcaires ont résisté davantage.

Les squelettes siliceux sont eux aussi dissous par l'eau de mer, quoique avec une extrême lenteur. La dissolution semble avoir lieu bien plus facilement par des eaux douces chargées d'acide carbonique; mais c'est en général plutôt un phénomène bien postérieur à la sédimentation et même postérieur à l'exondation des sédiments par les mouvements orogéniques.

Recristallisation des éléments dissous. — Le calcaire et la silice empruntés par dissolution aux sédiments peuvent être redéposés ailleurs. Il n'y aura besoin que d'une légère concentration de la solution par évaporation partielle ou de la mise en liberté de l'acide carbonique dissous par l'eau. La recristallisation s'effectuera dans les vides existant dans les sédiments détritiques, qui se trouveront ainsi cimentés par un ciment calcaire ou siliceux, et il suffira souvent de la simple exondation d'un sédiment à marée basse par exemple, pour déterminer la cimentation de ses éléments.

D'autre part, les vides provenant de la dissolution des squelettes ou des coquilles seront remplis par du carbonate de chaux spathique ou par de la silice à l'état de calcédoine. Il en résultera, dans le cas

1. C'est une forme uniaxe négative du carbonate de chaux, décrite par Agnes Kelly [2], que l'on avait prise précédemment pour de l'aragonite.

des coquilles, ce que l'on a appelé un *test de substitution* et c'est là un mode de fossilisation très fréquent. Chez les Échinodermes, les interstices des mailles formant le réseau du squelette se trouveront également comblés par de la calcite, qui cristallise avec la même orientation optique que la calcite dont sont composés les trabécules du réseau, de sorte que les plans de clivage forment un angle constant avec l'axe morphologique. C'est pourquoi les radioles des Oursins, les articles de la tige des Crinoïdes, les pièces calcaires des Étoiles de Mer ont toujours une cassure spathique.

L. Cayeux [VIII, 11] a montré que, dans la roche siliceuse connue sous le nom de *gaize*, la silice provient en grande partie de la dissolution des spicules de Spongiaires sur le fond même de la mer et dans l'intérieur du sédiment, puis de la précipitation de la silice dissoute sous la forme de silice globulaire, opale ou calcédoine, qui vient remplir l'intérieur des Foraminifères et cimenter les éléments clastiques du sédiment.

La recristallisation du calcaire peut aussi s'effectuer sur place. Dans les récifs coralliens la structure organique disparaît souvent très rapidement et fait place à un amas de calcaire cristallin. De même, les constructions des Algues calcaires sont, dans bien des cas, transformées aussitôt après la mort de ces Végétaux en calcaire compact, dépourvu de toute trace de structure organique. Ici c'est évidemment l'acide carbonique dégagé lors de la décomposition de la cellulose qui intervient pour dissoudre le calcaire et le redéposer à l'état cristallin.

Formation des concrétions. — Dans les roches poreuses renfermant des substances solubles, ces substances se concentrent souvent en nodules sphériques, ellipsoïdaux, bothryoïdes ou branchus que l'on désigne sous le nom de *concrétions*. Ces nodules sont le plus souvent compacts, leur formation a dû s'opérer en partant d'un point central, qui est quelquefois un corps inorganique, mais qui est plus souvent un organisme, soit une coquille, soit le corps d'un Crustacé ou d'un Poisson. Il est probable que dans ce cas la décomposition de la matière organique n'est pas étrangère à la formation de la concrétion.

Les concrétions calcaires sont fréquentes au milieu des sédiments argileux, en particulier dans les marnes, c'est-à-dire dans les argiles calcarifères; elles sont dues alors à une concentration du calcaire en certains points. Lorsqu'elles sont abondantes et de petite taille, la roche prend le nom de *calcaire grumeleux*. Souvent elles sont

cimentées par une pâte plus argileuse, on est alors en présence d'une roche que l'on est tenté de prendre pour une brèche (*fausses brèches*). Il existe aussi des concrétions de carbonate de fer, de barytine, de silice, de phosphate de chaux. Nous verrons tout à l'heure dans quelles conditions se forment ces dernières.

Lorsque les concrétions sont creuses et que leur intérieur est tapissé de cristaux, on les confond souvent sous le nom de *géodes* avec des cavités sur les parois desquelles ont cristallisé des minéraux empruntés à la roche ou apportés par des infiltrations.

L'intérieur des fossiles est fréquemment tapissé de cristaux de calcite, de silice, de barytine, auxquels viennent se joindre quelquefois des cristaux isolés de minéraux plus rares, comme la strontianite, la calamine, la sidérose, la galène, la blende, etc. Dans les Ammonites et dans les Nautiles, en particulier, chaque loge, remplie d'air du vivant de l'animal, est devenue ainsi une sorte de cristallisoir, grâce à l'infiltration de solutions minérales au travers des parois de la coquille.

Dolomitisation. — Dans certaines conditions, qui sont encore mal définies, l'eau de mer agit chimiquement sur le calcaire d'origine organique pour le transformer en dolomie, c'est-à-dire en carbonate double de calcium et de magnésium.

La transformation est particulièrement fréquente sur le bord des récifs coralliens, de sorte que l'évaporation de l'eau de mer joue évidemment un certain rôle dans le phénomène. De même, dans les formations géologiques anciennes, c'est surtout dans les séries lagunaires que les dépôts de dolomie sont abondants, et l'on sait que dans les lagunes la concentration des eaux par évaporation donne lieu à une salure supérieure à la normale.

Il est probable que le chlorure de magnésium de l'eau de mer agit sur le carbonate de calcium et le transforme partiellement en carbonate de magnésium, le chlorure de calcium formé étant entraîné par dissolution. Il va sans dire qu'une plus grande concentration des eaux doit favoriser cette réaction. Peut-être la décomposition des organismes intervient-elle également.

Dans des récifs coralliens tertiaires de la presqu'île du Sinaï, soulevés aujourd'hui à une altitude de 230 m, Joh. Walther a constaté des teneurs en carbonate de magnésie allant jusqu'à 40 °/₀, alors que la dolomie normale en renferme 45,65 °/₀. Dans les mêmes récifs, les coquilles de *Tridacna*, qui ne contiennent primitivement que des traces de magnésie, donnent à l'analyse 43,4 °/₀ de cette

base. Des teneurs aussi élevées paraissent toutefois plutôt exceptionnelles; dans la plupart des cas, il se forme du calcaire dolomitique, dans lequel la proportion entre la magnésie et la chaux est très variable. Les dolomies pures que l'on rencontre souvent dans les formations géologiques résultent presque toujours d'un enrichissement en carbonate de magnésie par dissolution du carbonate de chaux. Mais ce sont des actions bien postérieures à la sédimentation qui interviennent ici; il en sera question plus tard.

Décomposition des silicates. — Les sédiments calcaires et siliceux d'origine organique ne sont pas seuls à subir l'attaque des eaux marines, les sédiments d'origine détritique, et en particulier les argiles, sont soumis eux aussi à des altérations profondes. Il en est de même des produits d'origine volcanique, dus à des éruptions subaériennes ou sous-marines, qui souvent couvrent de vastes surfaces sur le fond des océans. Nous allons passer en revue les transformations résultant de l'action prolongée de l'eau de mer sur les silicates, dont ces divers sédiments sont principalement formés.

A partir d'une certaine distance des côtes et à partir d'une profondeur de 4 000 m environ, le fond des océans est tapissé d'une *argile rouge* dont l'origine a fait l'objet de nombreuses discussions. Wyville Thomson y voyait le résidu insoluble de la décalcification de la boue à Globigérines, mais John Murray a montré que cette formation est en réalité le produit de la décomposition des silicates qui constituent les éléments des projections volcaniques, puis, accessoirement, des poussières d'origine cosmique.

C'est une argile plastique, onctueuse au toucher, dont la couleur est tantôt rouge brique, tantôt brun chocolat, ou encore, mais plus rarement, bleuâtre. Sa composition varie beaucoup, car au silicate d'alumine hydraté, qui en est l'élément principal, viennent s'ajouter, en quantités très variables, des minéraux de diverse nature et quelquefois des restes organiques siliceux ou plus rarement calcaires. En général, la teneur en calcaire n'excède pas 1 à 2 °/₀. Dans le résidu insoluble la teneur en silice est, par contre, toujours très élevée, elle est à la teneur en alumine dans le rapport de 33 à 12, tandis que dans les argiles ordinaires ce rapport est de 14 à 12 [1]. Des causes locales ne peuvent expliquer un pourcentage de silice aussi uniformément élevé, mais elles permettent de comprendre les grandes variations que présente la teneur en alcalis et en terres diverses. Ces variations sont fonction de la nature des silicates dont la décomposition a donné naissance à l'argile rouge.

Un élément particulièrement fréquent dans l'argile rouge de certains points du Pacifique et de l'océan Indien est la *phillipsite*, silicate hydraté du groupe des zéolithes. Elle se rencontre à l'état de cristaux isolés, de macles en croix, de sphérolithes, principalement dans les endroits où les débris volcaniques sont abondants. Les zéolithes en général sont des minéraux qui ne se rencontrent que dans les roches éruptives en voie d'altération; il est probable que la phillipsite de l'argile rouge des grands fonds est, elle aussi, un produit d'altération des matières volcaniques qui ont donné naissance à l'argile rouge elle-même.

L'argile rouge est encore très riche en *nodules d'oxyde de manganèse*, dont les dimensions vont depuis celles de grains microscopiques jusqu'à celles de grosses concrétions bothryoïdes (fig. 28). Cependant on les trouve aussi dans d'autres formations abyssales et jusque dans les dépôts d'eaux peu profondes. La composition de ces nodules est assez variable, on y rencontre divers oxydes de manganèse hydratés, amorphes, associés à des quantités variables d'oxyde de fer et d'autres bases.

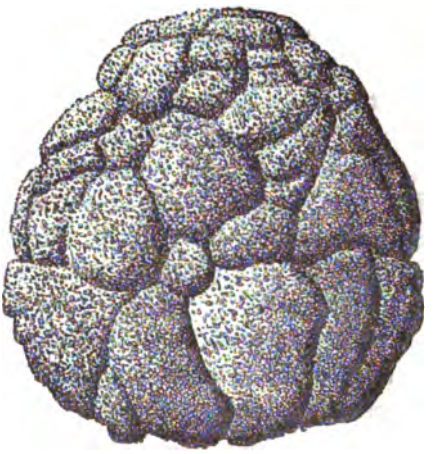


Fig. 28. — Nodule d'oxyde de manganèse provenant de l'argile rouge abyssale (d'après John Murray).

John Murray envisage également l'oxyde de manganèse comme le résultat de la décomposition des produits volcaniques mêlés aux sédiments. Le manganèse et le fer de ces silicates auraient d'abord, sous l'action de l'acide carbonique, passé à l'état de carbonates, qui se seraient ensuite transformés en oxydes, en prenant la forme de concrétions ou d'enduits. D'autres auteurs, comme Boussingault et Dieulafait, cherchaient l'origine du manganèse et du fer dans l'eau de mer elle-même et admettaient une précipitation directe des carbonates. Mais cette interprétation cadre mal avec l'abondance remarquable des nodules de manganèse sur certains fonds.

Si l'argile rouge, la phillipsite, les nodules d'oxydes de manganèse sont particulièrement abondants sur le fond des abysses, un autre minéral, la *glauconie*, se rencontre principalement dans les sédiments des mers moins profondes; elle est toujours associée à

des dépôts détritiques minérogènes, c'est-à-dire à la catégorie de sédiments que Sir John Murray a qualifiés de terrigènes.

La glauconie est un hydrosilicate double de fer ou d'aluminium et de potasse. Sa couleur est vert olive sombre, quelquefois noire. Elle se trouve dans les sédiments actuels et dans les roches sédimentaires anciennes exclusivement sous la forme de grains irréguliers, qui atteignent tout au plus 1 mm de diamètre.

Dans les sédiments actuels la glauconie se présente très fréquemment sous la forme de remplissage des loges de Foraminifères, dont le test a généralement disparu après coup. Mais le minéral s'est souvent aussi déposé à l'extérieur de la coquille, formant alors une petite concrétion. Divers auteurs ont conclu, de cette association habituelle des Foraminifères et de la glauconie, que cette substance ne peut se former que par l'intervention de la matière organique. L. Cayeux a montré toutefois que, dans les roches siliceuses secondaires et tertiaires du bassin de Paris, la glauconie se trouve en grande abondance en grains, en enduits, ou en taches pigmentaires en dehors de la présence des Foraminifères et dans des conditions qui excluent l'intervention de la matière organique.

Il est manifeste que la glauconie se forme aux dépens de l'argile et des divers silicates contenus dans les sédiments terrigènes, mais les réactions par quoi elle prend naissance ne sont pas encore élucidées.

Décomposition de la matière animale. — Les cadavres des Animaux marins qui ne s'échouent pas sur les rivages s'accumulent au fond de la mer, où ils se décomposent rapidement sous l'action des Bactéries.

La matière animale est constituée par des composés ternaires ou quaternaires très complexes, où entrent principalement les corps simples suivants : carbone, hydrogène, oxygène, azote, soufre, phosphore. Sa décomposition donne naissance à des composés binaires, comme l'eau, l'anhydride carbonique, les carbures d'hydrogène, l'ammoniaque, l'acide sulfhydrique, l'hydrogène phosphoré. Ces composés mis en liberté agissent de diverses manières sur l'eau de mer et sur les matières minérales avec lesquelles ils entrent en contact. Nous allons passer successivement en revue quelques-unes de ces réactions.

Formation du phosphate de chaux. — Le squelette des Vertébrés renferme de grandes quantités de phosphate de calcium tribasique. Comme on ne rencontre pas d'ossements sur le fond des mers

actuelles, on peut en conclure que le phosphate est dissous par l'eau de mer. En revanche, on a rencontré, dans beaucoup de sédiments actuels et dans certaines roches sédimentaires anciennes, du phosphate de chaux en concrétions, en grains, en enduits.

Sur le fond des mers actuelles, le phosphate de chaux est peu abondant dans les dépôts de mer profonde; en revanche on en a trouvé de nombreuses concrétions à des profondeurs moindres, principalement entre 200 et 1 000 m, où elles sont souvent associées à des sédiments glauconieux. Le *Challenger* en a dragué en abondance autour du banc d'Agulhas, au sud du cap de Bonne-Espérance. En moyenne elles ont de 8 à 16 cm de diamètre, elles sont de forme très irrégulière et apparaissent en section « comme formées par une plus ou moins grande quantité d'éléments hétérogènes cimentés les uns avec les autres par une pâte dont l'élément principal est le phosphate de calcium [4] ».

Des concrétions analogues se rencontrent dans des séries sédimentaires d'âges divers; souvent le phosphate forme la matière qui cimente les éléments variés de roches détritiques ou qui remplit les intervalles et les vides d'organismes calcaires, tels que les Foraminifères. Cette dernière condition se trouve réalisée dans les craies phosphatées du nord du bassin de Paris, tandis que dans les phosphates de Gafsa, en Tunisie, les grains de phosphate emprisonnent des Diatomées.

Pour expliquer les quantités souvent très considérables de phosphates accumulées sur certains fonds, on a supposé que les Poissons qui arrivent en ces points sont tués en très grand nombre par les changements brusques de température qu'ils rencontrent en passant d'un courant chaud dans un courant froid, et c'est précisément ce qui semble avoir lieu sur le pourtour du banc d'Agulhas, où le courant chaud venant de l'équateur par le détroit de Mozambique se rencontre avec le courant froid venant de l'océan Antarctique.

Mais les Vertébrés ne sont pas seuls à renfermer du phosphate de chaux en quantité appréciable. Les tissus de la plupart des Invertébrés ont pu en abandonner au milieu ambiant en se décomposant. Et il ne faut pas négliger non plus le phosphate fourni par les chairs des Vertébrés, qui vient s'ajouter à celui que renferment les os. Armand Gautier a montré que les tissus d'un bœuf entier pourraient produire au moins 1 200 gr de phosphate tribasique, en dehors de celui qui est contenu dans les os [5].

Certains auteurs ont pensé que les dépôts de phosphate de chaux résultaient de la précipitation directe du phosphate contenu dans

l'eau de mer et ils ont cherché son origine dans l'apatite des roches cristallines. Ce minéral renferme, comme les os, du phosphate de chaux tribasique, il est relativement soluble et les cours d'eau en entraînent des masses très notables dans la mer. La précipitation aurait eu lieu dans des lagunes où la solution atteignait un degré de concentration suffisant.

Cette interprétation ne peut évidemment pas s'appliquer aux concrétions des mers actuelles et l'eau de mer ne contient d'ailleurs que des traces minimes de phosphate, que les animaux sont capables de fixer dans leur organisme, comme ils fixent le carbonate de chaux, mais qui ne peuvent être précipitées directement que dans des conditions tout à fait exceptionnelles.

Voici, d'après Armand Gautier [5], Herm. Credner [6], W. Collet [4], comment on peut résumer la série des phénomènes qui conduit à la formation du phosphate de chaux concrétionné.

La décomposition des matières animales donne naissance à de l'acide carbonique et à de l'ammoniaque. L'acide carbonique facilite la dissolution du phosphate de chaux des os, en même temps il se combine avec l'ammoniaque et donne du carbonate d'ammonium. Celui-ci, en présence du phosphate de calcium en dissolution, donne du phosphate d'ammonium et du carbonate de calcium. La solution de phosphate d'ammonium se trouvant en contact avec des coquilles de Mollusques ou de Foraminifères déposera autour de celles-ci, soit dans le sédiment, soit à sa surface, du phosphate de calcium concrétionné.

Nous verrons plus tard que les phosphates peuvent prendre naissance dans d'autres conditions sur les continents et nous apprendrons à connaître également le mode d'enrichissement de certains dépôts de phosphates sous l'action des agents atmosphériques.

Réduction des sulfates. — Les organismes planctoniques qui, après leur mort, tombent au fond des mers en véritable pluie servent de nourriture aux Animaux benthoniques, qui, dans les conditions normales, semblent en débarrasser le fond au fur et à mesure du dépôt. Généralement les courants profonds apportent de l'oxygène en quantité suffisante pour alimenter les Bactéries anaérobies qui décomposent à la fois les cadavres et les déjections des Animaux benthoniques. Les produits de la fermentation sont entraînés par les courants.

Mais, lorsque, en raison de conditions topographiques spéciales, il n'existe pas de courant de fond amenant de l'oxygène en quantité suffisante, les Animaux benthoniques ne peuvent pas vivre et les organismes planctoniques s'accumulent en masses considérables.

L'oxygène ne se trouve pas davantage en quantité suffisante dans l'eau de mer pour satisfaire à la transformation, par les Bactéries, du carbone de la matière organique en anhydride carbonique. Les micro-organismes sont alors dans la nécessité d'emprunter l'oxygène dont ils ont besoin aux sels contenus dans l'eau de mer et en particulier aux sulfates, qu'ils transforment en sulfures :

$$RSO^4 + 2C = 2CO^2 + RS.$$

Les sulfures de sodium, de potassium, de calcium, de magnésium ainsi formés par réduction se transforment, au contact de l'eau et de l'acide carbonique, en carbonates, avec mise en liberté d'hydrogène sulfuré.

$$RS + CO^2 + H^2O = H^2S + RCO^3.$$

Les carbonates alcalins sont dissous dans l'eau de mer, le carbonate de calcium est précipité sous la forme d'un dépôt pulvérulent.

Ce n'est pas uniquement aux dépens des sulfates que les Bactéries fabriquent de l'hydrogène sulfuré. Les matières albuminées des organismes renferment, comme on sait, une certaine quantité de soufre et il existe des Bactéries, en particulier *Bacterium hydrosulfuricum*, qui ont la propriété d'enlever le soufre aux matières albuminées et de le transformer en acide sulfhydrique.

Ces divers phénomènes se passent aussi bien dans les mers intérieures et dans les lagunes que dans les lacs d'eau douce qui reçoivent un apport suffisant d'eaux dites séléniteuses, c'est-à-dire riches en sulfate de calcium; mais c'est surtout dans la mer Noire que les conditions de la production de l'hydrogène sulfuré ont pu être étudiées [7]. Dans cette mer intérieure les eaux ne renferment plus, à partir d'environ 200 m de profondeur, d'oxygène en quantité suffisante pour l'entretien de la vie organique. Par contre, à partir de la même profondeur, la quantité d'acide sulfhydrique contenue dans l'eau de mer va en augmentant graduellement vers le fond, où se trouve le siège de la production de ce gaz. On y a recueilli de nombreuses Bactéries, parmi lesquelles *Bacterium hydrosulfuricum ponticum*, qui produisent de l'hydrogène sulfuré par les moyens que nous venons d'apprendre à connaître. Aussi la vie animale est-elle impossible au fond de la mer Noire; il n'en a cependant pas toujours été ainsi, car on a pu draguer à diverses profondeurs des coquilles de Mollusques appartenant aux genres *Dreyssensia*, *Monadacna*, *Didacna*, *Micromelania*, etc., qui vivent actuellement, ou ont vécu à la fin de l'ère Tertiaire, exclusivement dans des eaux douces ou des eaux saumâtres. La faune saumâtre de la mer Noire a donc été détruite

à un moment donné par une invasion d'eau salée et les conditions actuelles se sont graduellement établies.

Mais revenons à l'acide sulfhydrique et voyons ce qu'il devient dans les divers milieux où il est élaboré.

Dans les lacs d'eau douce, il ne tarde pas à s'élever dans des couches superficielles, où l'eau est riche en oxygène. Il s'oxyde et met en liberté du soufre, qui se dépose. Ceci nous explique pourquoi certaines formations lacustres ou lagunaires du Tertiaire d'Espagne et de Sicile renferment souvent, à côté de couches de gypse, des dépôts de soufre natif plus ou moins riches.

L'oxydation de l'acide sulfhydrique est due elle aussi, dans certains cas, comme dans les eaux sulfureuses, à l'action de Bactéries spéciales, auxquelles on donne le nom de Sulfobactéries. Quelques-unes d'entre elles fixent même des grains de soufre dans leur organisme. D'après Egounow, l'oxydation de l'acide sulfhydrique par les Sulfobactéries se produirait dans la mer Noire.

Murray admet, par contre, que l'hydrogène sulfuré, rencontrant des couches où l'eau est de nouveau assez riche en oxygène, s'oxyde en donnant naissance à de l'acide sulfurique, qui attaque le carbonate de calcium d'origine organique et régénère ainsi le sulfate de calcium. On comprendrait alors pourquoi l'eau de mer renferme une proportion si faible de carbonate de calcium, en comparaison des quantités considérables de ce sel que les eaux douces contiennent en dissolution à l'état de bicarbonate.

Les sulfures alcalins et alcalino-terreux sont solubles et peu stables, les sulfures métalliques, au contraire, sont insolubles et doivent donc être précipités. Si l'eau de mer renferme du sulfate de fer, celui-ci est réduit, par les fermentations décrites ci-dessus, à l'état de sulfure ferreux, FeS, qui empruntera à l'hydrogène sulfuré mis en liberté dans les réactions accompagnant la réduction des sulfates alcalins et alcalino-terreux le soufre nécessaire à la formation du bisulfure de fer, FeS^2, composé très abondant dans la nature et connu sous le nom de pyrite de fer. Dans les argiles terrigènes, il se rencontre soit sous la forme de concrétions sphériques[1] (fig. 29), soit à l'état de division extrême, ce qui leur donne une teinte bleue caractéristique.

Le fer utilisé dans la production du sulfure n'est pas nécessairement en dissolution dans l'eau de mer à l'état de sulfate ou de carbo-

1. La pyrite qui prend naissance dans ces conditions est la *pyrite blanche* ou *marcassite*, appartenant au système rhombique, tandis que la *pyrite jaune*, qui possède la même composition, appartient au système cubique. La pyrite blanche s'altère plus facilement que la pyrite jaune.

nate, les organismes eux-mêmes, et plus particulièrement l'hémoglobine du sang des Vertébrés, en renferment des quantités qui, dans le cas de la décomposition de cadavres accumulés en grand nombre, doivent évidemment entrer en ligne de compte. Aussi observe-t-on presque toujours, dans les dépôts argileux riches en pyrites, que ce minéral est principalement concentré dans le voisinage immédiat des fossiles, soit qu'il forme des enduits ou des concrétions autour des coquilles, soit qu'il remplace les tests ou les carapaces, soit encore qu'il remplisse les vides laissés par la disparition de l'animal. Le cas des Ammonites est particulièrement intéressant. La pyrite remplit non seulement la loge d'habitation en foisonnant au dehors, mais elle tapisse l'intérieur des loges ou les remplit entièrement. C'est là un mode de fossilisation des plus communs.

Fig. 29. — Concrétion de pyrite. Craie sénonienne du Bourg-d'Ault (Somme), 2/3 gr. nat.

La localisation de sulfures métalliques en grande abondance sur certains fonds s'explique d'ailleurs aisément par des apports venant des continents. Les cours d'eau entraînent des masses énormes d'oxydes à l'état d'extrême division sous la forme de troubles. Dans le cas du sesquioxyde de fer anhydre, ces troubles forment au fond de la mer, dans le voisinage de l'embouchure des grands fleuves tropicaux, des dépôts de boue rouge. Dans les points où s'accumulent de grandes masses de matière organique en putréfaction, les oxydes sont réduits, le sesquioxyde de fer ou oxyde ferrique est d'abord transformé en oxyde ferreux, puis en sulfure sous l'action de l'acide sulfhydrique.

Il faut envisager aussi la possibilité d'un apport direct, par les cours d'eau, de sulfates métalliques, résultant de l'oxydation, sur les continents, des gisements de sulfures. Ces sulfates dissous dans l'eau de mer sont réduits par la décomposition des matières organiques et il se dépose des sulfures. C'est sans doute de cette manière que l'on doit interpréter l'origine d'un banc de sulfures de cuivre et d'autres métaux, qui se trouve intercalé dans la série permienne du Mansfeld, en Saxe, avec une remarquable constance, mais avec une épaisseur qui ne dépasse guère 10 cm. Il faut supposer que des eaux chargées de sulfate de cuivre ont brusquement envahi une lagune permienne

en y détruisant tous les organismes. En effet, les Poissons fossiles de ce gisement sont tordus par les convulsions d'une mort subite. La putréfaction des cadavres a réduit le sulfate en sulfure.

La réduction des sulfates s'est opérée quelquefois au contact de débris végétaux, aussi certaines tourbes, certains charbons sont-ils complètement imprégnés de pyrite de fer.

Minerai de fer des marais. — Il existe encore des phénomènes de réduction où les composés du soufre n'entrent pas en jeu et où il s'agit de la transformation du sesquioxyde de fer Fe^2O^3 en protoxyde FeO, c'est-à-dire en un oxyde moins riche en oxygène que le premier. Ici encore l'oxygène est employé par des Bactéries à la production d'acide carbonique.

Cette réduction est particulièrement fréquente dans les eaux douces, où elle aboutit parfois à la formation de véritables minerais de fer, connus sous le nom de *fer des marais*.

Les Végétaux qui croissent sur un sol riche en sesquioxyde de fer ou en hydrate de fer se décomposent après leur mort en transformant cet oxyde ferrique en oxyde ferreux, qui se combine immédiatement avec l'acide carbonique formé par les Bactéries pour donner naissance à du carbonate de fer, $FeCO^3$. Ce carbonate est entraîné en dissolution dans des lacs ou dans des étangs, où il se décompose de nouveau par oxydation, donnant naissance à un hydrate ferreux, $Fe^2(OH)^6$, la limonite, qui forme des dépôts ocreux plus ou moins épais jusqu'à une profondeur de dix mètres environ au-dessous de la surface des eaux.

Il est probable que des dépôts analogues se forment dans la mer par l'apport d'eaux contenant du carbonate de fer en dissolution.

Ajoutons que certaines Bactéries filiformes vivant dans les eaux douces empruntent directement le fer hydraté aux eaux ferrugineuses et le fixent dans leurs cellules.

Formation des carbures d'hydrogène. — Parmi les produits de la décomposition des matières organiques nous avons cité les carbures d'hydrogène. Tout le monde sait que la décomposition des matières végétales dans les eaux douces donne naissance à du gaz des marais ou méthane. Partant de cette donnée première, beaucoup de géologues ont supposé, dès le commencement du siècle dernier, que les carbures d'hydrogène qui se rencontrent dans la nature ont une origine organique, tandis que d'autres savants, au premier rang desquels il convient de placer Mendeleeff, Moissan et Paul Sabatier, admettent une origine volcanique des mêmes substances, qui est d'ailleurs incontestable dans quelques cas particuliers, comme nous le verrons plus loin.

Ces carbures d'hydrogène naturels sont : 1° le méthane, qui s'échappe du sol en jets inflammables, véritables sources de gaz ou puits de feu; 2° les pétroles, carbures d'hydrogène liquides, de composition variée, mélange d'homologues supérieurs du méthane et de l'éthane (C^nH^{2n+2}); 3° l'ozocérite, ou cire minérale, mélange d'hydrocarbures solides.

L'asphalte est un produit d'oxydation des pétroles.

La théorie de l'origine organique des carbures naturels n'a trouvé une base solide qu'à dater du jour où C. Engler obtenait un produit analogue au pétrole en distillant de l'huile de foie de morue sous des pressions de 20 à 25 atmosphères et à des températures de 360 à 420°.

On peut admettre que la plupart des pétroles résultent de la distillation naturelle sous pression des matières grasses formant le résidu de la décomposition de cadavres d'animaux. La distillation en vase clos est réalisée par l'enfouissement des cadavres sous une couche de sédiments.

Pour expliquer les gisements de pétrole les plus riches il faut supposer des accumulations de très nombreux cadavres tués subitement par diverses causes, parmi lesquelles la plus fréquente a sans doute été un changement brusque dans la salure des eaux. C'est ainsi, par exemple, que les Poissons entraînés par un courant de la Caspienne dans l'Atchi-Daria sont tués en masse par les eaux beaucoup plus salées qu'ils rencontrent [VIII, 6]. Leurs cadavres sont charriés au rivage ou s'accumulent au fond du golfe, se mêlant au sédiment. L'extrême lenteur de la décomposition qu'ils subissent est due à la salure élevée du milieu; elle constituerait une condition essentiellement favorable à la formation de pétroles, si un brusque et intense apport de sédiments détritiques venait recouvrir les cadavres accumulés (Androussow).

Ochsenius [8] a attribué aux eaux mères et surtout au sulfate de magnésium, particulièrement toxique pour les Animaux marins, la mort brusque des Animaux qui ont donné naissance aux huiles minérales; mais les analyses de Höfer [9] ont montré que les pétroles de toutes provenances renferment, presque sans exception, des quantités assez élevées de chlorure de sodium, tandis que les sels de potassium et de magnésium s'y trouvent en quantités tout à fait négligeables.

Ce n'est sans doute que dans des cas tout à fait exceptionnels, comme dans celui de la lagune permienne du Mansfeld, que des eaux chargées de sulfates ont déterminé la mort brusque de nombreux Animaux marins et, dans ce cas particulier, les quantités d'huiles

minérales qui accompagnent les sulfures sont assez insignifiantes.

L'accumulation d'Animaux marins morts de mort naturelle a certainement suffi maintes fois à donner lieu à la formation de quantités assez appréciables de carbures d'hydrogène. Potonié [10] a donné le nom de *sapropèles* à des accumulations de Végétaux microscopiques et de cadavres d'Animaux avec leurs excréments, qui formeraient d'après lui la matière première des *roches bitumineuses*. Les schistes carburés doivent probablement leur richesse en *huile de schiste* à ce qu'ils ne sont autre chose que des boues de putréfaction. Les calcaires bitumineux résultent de même d'un mélange de boue calcaire et de sapropèle. On rencontre les schistes bitumineux dans des formations géologiques de tout âge et souvent dans des conditions de gisement qui excluent toute action cataclismique.

Des entassements de débris végétaux ont pu aussi, dans bien des cas, donner naissance à des huiles minérales, et c'est surtout dans les eaux douces que le phénomène paraît être fréquent. Engler a même réalisé expérimentalement la production de pétrole et de paraffine en distillant des bouillies végétales recueillies dans des marécages.

La grande richesse de certains bassins pétrolifères s'explique d'ailleurs par une concentration des produits de distillation en dehors de leur gisement primitif, dans des couches perméables qu'ils ont imprégnées graduellement et d'où ils s'échappent sous pression, dans des conditions que nous préciserons plus tard.

En résumé, le fond de la mer et des lacs est le théâtre de phénomènes chimiques qui peuvent modifier complètement la nature des sédiments immédiatement après leur dépôt. Dans beaucoup de ces phénomènes nous avons vu intervenir la décomposition de la matière vivante accumulée au fond des eaux après la mort des Animaux. Les accumulations de Végétaux donnent lieu elles aussi à des phénomènes de décomposition, dont le terme final est la formation d'un sédiment spécial d'origine organique utilisé comme combustible minéral. Mais l'exposé de ces faits mérite un chapitre spécial.

---

1. — J. B. Harrison and A. J. Jukes Brown. Notes on the Chemical Composition of some Oceanic Deposits. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, LI, p. 313-328, 1895.

2. — Agnes Kelly. Beiträge zur mineralogischen Kenntnis der Kalkausscheidungen im Tierreich. *Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss.*, XXXV, p. 428-494, pl. XV, 2 fig., 1901.

3. — C. W. v. GÜMBEL. Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. *Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Cl.*, 1886, p. 417-449, 1 pl.

4. — LÉON W. COLLET. Les concrétions phosphatées de l'Agulhas Bank, avec une note sur la Glauconie qu'elles contiennent par Gabriel W. Lee. *Proc. of the Royal Soc. of Edinburgh*, XXV, 10, p. 862-893, 1905.

5. — ARMAND GAUTIER. Sur un gisement de phosphates de chaux et d'alumine contenant des espèces rares ou nouvelles, et sur la genèse des phosphates et nitres naturels. *Annales des Mines*, 9e sér., V, p. 1-53, 1894.

6. — H. CREDNER. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die Norddeutschen Phosphoritzonen. *Abhandl. d. Math.-phys. Cl. d. k. Sächs. Ges. d. Wiss.*, XXII, n° 1, 46 p., 1 pl. Leipzig, 1895.

7. — N. ANDROUSSOW. La Mer Noire. Guide des excursions du VIIe Congrès Géologique International. N° XXIX, 13 p. St-Pétersbourg, 1897.

8. — CARL OCHSENIUS. Erdölbildung. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.*, XLVIII, p. 239-248, 1896.

9. — H. HÖFER. Erdöl-Studien. *Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Cl.*, CXI. Abth. I, p. 615-645, 1902.

10. — H. POTONIÉ. Zur Frage nach den Ur-Materialien der Petrolea. *Jahrb. d. k. Preuss. Geol. Landesanst.*, XXV, p. 342-368, 1905.

V. aussi : 0,2; XIII, 27.

CHAPITRE X

LES COMBUSTIBLES MINÉRAUX

Généralités. — Tourbe. — Lignites. — Bogheads et Cannel-coals. — Houilles. — Formation de la houille.

Généralités. — La formation des carbures d'hydrogène par décomposition des matières organiques nous conduit à étudier les produits de cette décomposition dans le cas où ces matières sont des débris végétaux. On constate ici une transformation de la cellulose, $n(C^6H^{10}O^5)$, qui constitue la masse principale des organes de soutien de la plante, en une matière charbonneuse, c'est-à-dire en un corps noir combustible, beaucoup plus riche en carbone que la cellulose. La décomposition est due ici encore à une fermentation anaérobie, les Bactéries empruntant à la cellulose elle-même le carbone et l'oxygène nécessaires à la fabrication de l'acide carbonique. Une grande partie de l'hydrogène est mis en liberté sous forme d'eau et de méthane, le résidu solide renferme donc beaucoup moins d'oxygène et d'hydrogène que la cellulose.

Telles sont, sommairement, les réactions, d'ailleurs encore mal connues dans le détail, qui transforment des débris végétaux quelconques en substances charbonneuses. On suppose depuis longtemps que la houille et les autres combustibles minéraux sont également le résultat d'une transformation de la cellulose, mais ce n'est que depuis peu d'années que cette hypothèse est devenue une certitude et que l'on sait à quels agents doit être attribuée cette transformation.

Les conditions dans lesquelles la cellulose des Végétaux donne naissance à un combustible ont été particulièrement bien étudiées dans un phénomène qui se produit pour ainsi dire sous nos yeux, dans la formation de la tourbe. Or la tourbe est reliée aux houilles les plus riches en carbone par une série tout à fait continue de termes intermédiaires, de sorte que l'on a souvent attribué à la

houille la même origine qu'à la tourbe, en invoquant l' « action du temps » pour expliquer l'enrichissement en carbone. Nous verrons plus loin ce qu'il faut penser de cette manière de voir. Nous devons tout d'abord étudier successivement les divers termes qui vont de la tourbe à l'anthracite, en donnant pour chacun d'eux ses caractères physiques, chimiques et botaniques et en cherchant à préciser les transformations graduelles qui ont amené ce combustible de son état primitif à son état actuel.

Voici d'abord un tableau, qui donne la composition chimique et la densité des principaux termes de la série.

	C	H	O	Az	Densité
Tourbe	56	5,8	36	1	—
Lignite	57	4,6	36	0,2	1,12
Houille	81,4	5,2	5,7	0,3	1,19
Anthracite	91,4	3,3	2,6	0,2	1,37

Tourbe. — La tourbe est une matière charbonneuse qui résulte de la fermentation *sur place* de végétaux formant des prairies humides, connues sous le nom de *tourbières*. La transformation de la cellulose en matière charbonneuse est incomplète et elle n'a pas atteint le même degré pour les diverses plantes qui constituent la tourbe. Certains éléments ont conservé leur structure primitive; les fragments d'écorce de bouleau, par exemple, sont restés à peu près intacts. Les fibres peu altérées forment un feutrage dont les intervalles sont partiellement remplis par le produit de la décomposition complète de la matière végétale, substance pulvérulente, très foncée, constituée par des dérivés humiques et ulmiques. Ces produits acides donnent à la tourbe ses propriétés aseptiques et ce sont eux qui colorent en brun foncé les cours d'eau qui traversent des régions tourbeuses. La teneur en carbone de la tourbe varie de 45 à 63 °/₀ environ.

Les principaux végétaux qui constituent la tourbe sont ou essentiellement hygrophiles, pouvant emmagasiner dans leurs tissus des quantités d'eau considérables; ou bien xérophiles, mais alors leur pied se trouve dans l'eau. Dans l'un et l'autre cas, ils continuent à se développer en hauteur, tandis que leurs parties inférieures sont mortes et déjà en voie de décomposition.

Dans les tourbières submergées ce sont les Cypéracées et des Graminées xérophiles qui prédominent. Leurs rhizomes enchevêtrés sont comme noyés dans une sorte d'humus. Des Mousses du genre *Hypnum* nagent à la surface. Ce type de tourbières se rencontre surtout dans le fond des vallées. Par contre, sur les plateaux et sur les

pentes, les tourbières sont surtout constituées par des Sphaignes, Mousses hygrophiles qui entretiennent l'humidité dans la tourbière, sans que celle-ci soit submergée. Les tourbières de Sphaignes s'établissent souvent sur des emplacements occupés primitivement par des tourbières submergées. Elles s'accroissent indéfiniment en hauteur, si bien qu'elles finissent par s'élever au-dessus des terres environnantes et que leur surface affecte une forme convexe, en calotte. Mais l'étude des conditions d'établissement des tourbières est plutôt du domaine de la Géographie physique. Ajoutons cependant que les Sphaignes ont besoin pour se développer d'une eau limpide et d'un climat tempéré, car une température trop élevée empêcherait l'absorption de l'eau par ces Mousses hygrophiles.

Le rôle des microorganismes dans la fermentation anaérobie qui a donné naissance à la tourbe est encore mal connu dans le détail, mais il est incontestable, car on y trouve, d'après B. Renault [8], à la fois des Champignons saprophytes et des Bactériacées, appartenant à plusieurs genres différents. D'autre part, la fermentation a dû s'arrêter à un moment déterminé, car l'acide ulmique est toxique pour ces organismes et nous avons vu que la tourbe en renferme une quantité assez élevée, quoique les eaux qui drainent les tourbières en entraînent en dissolution une masse considérable.

Lignite. — Les lignites diffèrent des tourbes par une teneur plus élevée en carbone et par une densité bien supérieure. Les végétaux qui les constituent sont tantôt réduits à l'état de menus fragments, tantôt couchés à plat et comprimés, tantôt à peu près intacts et conservés dans leur position droite primitive. Dans ce dernier cas, les intervalles que les différents individus laissent entre eux sont remplis par une bouillie végétale, composée de feuilles, de fleurs, de grains de pollen, de graines souvent à peine altérées. Le bois a fréquemment conservé intacte sa structure, qui peut être étudiée en plaques minces au microscope. Il peut renfermer des produits résinoïdes ou bitumineux.

Des combustibles analogues aux lignites se forment de nos jours dans les marécages des régions tempérées et tropicales. Tandis que les tourbières prennent naissance en général sur un sol perméable et dans des eaux courantes qui entraînent en dissolution les produits humiques et ulmiques, les marais s'établissent surtout sur des terrains imperméables et dans des conditions qui rendent le drainage très imparfait. Il en résulte une plus grande accumulation d'humus et, par suite, une teneur plus élevée en carbone.

Il existe dans l'Est des Etats-Unis, sur les confins de la Virginie et de la Caroline du Nord, un immense marécage, le Dismal Swamp, qui a fait l'objet d'un intéressant mémoire de N. S. Shaler [3] et dont les caractères justifient pleinement la comparaison faite maintes fois déjà entre ses conditions d'établissement et celles des marécages où se sont formés les lignites des temps géologiques. Sur un sol constitué par une accumulation de terreau de 8 mètres d'épaisseur s'est établie une vaste forêt marécageuse, où prédomine le Cyprès de Virginie (*Taxodium distichum*). Les troncs de cet arbre s'élèvent au-dessus de l'eau, tandis que les rhizomes portent des cônes (fig. 30).

Le même *Taxodium* est représenté dans les lignites miocènes de l'Allemagne du Nord et les exploitations à ciel ouvert de Senftenberg (Basse-Lusace) ont mis à jour, en grand nombre, ses troncs enracinés,

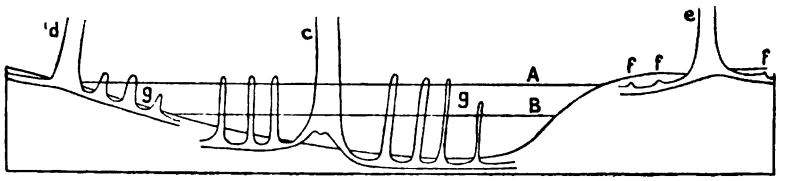


Fig. 30. — Rhizomes de *Taxodium distichum*. Dismal Swamp (d'après N. S. Shaler).

A, niveau du marécage aux hautes eaux; B, *id.* aux basses eaux; c, cyprès ayant ses rhizomes entièrement submergés; d et e, cyprès ayant leurs rhizomes partiellement ou totalement hors de l'eau; f, g, troncs adventifs.

uniformément coupés à la même hauteur, qui, selon Potonié [16], correspond à l'ancien niveau de l'eau dans le marécage.

Les lignites sont surtout répandus dans les terrains tertiaires, mais il est probable que beaucoup de charbons plus anciens se sont formés dans les mêmes conditions.

B. Renault a fait l'étude microscopique de nombreux lignites [8]. Presque toutes ses préparations lui ont fourni des microorganismes, qu'il a identifiés tantôt à des Infusoires, tantôt à des Champignons, tantôt à des Bactériacées. L'un de ces derniers, *Micrococcus lignitum*, est très abondant dans une sorte de matière fondamentale qui moule tous les organismes végétaux et qui est due peut-être au travail de ce *Micrococcus*. Les différentes catégories de tissus végétaux sont inégalement attaquées par l'action des Bactéries.

Bogheads et cannel-coals. — On désigne depuis longtemps sous les noms anglais de *bogheads* et de *cannel-coals* [4-6] des charbons qui donnent à la distillation des quantités de carbures d'hydrogène bien supérieures à la plupart des houilles et qui sont par suite employés

de préférence à celles-ci pour la fabrication du gaz d'éclairage. Le boghead est compact, élastique et présente une cassure conchoïde brillante; le cannel, par contre, est d'un noir mat et sa cassure a un aspect conchoïde beaucoup moins prononcé. Les cannels donnent à la tonne 300 à 330 mètres cubes de gaz ayant un pouvoir éclairant double de celui qui est tiré de la houille; les bogheads peuvent atteindre 400 mètres cubes, mais leur coke est friable. Certains de ces charbons donnent à la distillation des huiles comparables aux pétroles.

La composition chimique des cannel-coals diffère de celle de la cellulose par une teneur en hydrogène moindre de moitié et par une teneur en oxygène qui n'est plus en moyenne que des 6/7 de la teneur primitive. Dans les bogheads la désoxygénation est presque complète, la composition est celle d'un carbure d'hydrogène qui répondrait, d'après B. Renault, à la formule C^2H^3. La transformation de la cellulose en boghead se serait opérée, d'après le même auteur, suivant la réaction :

$$C^{12}H^{20}O^{10} = 2\,C^2H^3 + 5\,CO^2 + 3\,CH^4 + 2\,H.$$

L'examen microscopique des bogheads et des cannel-coals a fourni à B. Renault [4, 8] et à C. Eg. Bertrand [5, 6, 9, 10] des résultats d'une importance capitale, qui permettent de différencier ces deux catégories de combustibles minéraux par la nature de leurs éléments organiques et qui jettent un jour tout nouveau sur leur origine. Plusieurs des résultats auxquels sont arrivés ces deux auteurs avaient d'ailleurs été déjà entrevus dix ans auparavant par C. W. v. Gümbel [1].

Les bogheads de toute provenance, d'âge carbonifère ou permien, sont constitués en grande partie par des thalles d'Algues, noyés dans une masse brune de nature humique, qui a moulé tous les éléments d'origine végétale. Les cannels renferment beaucoup moins d'Algues et sont constitués en majeure partie, voire en totalité, par des sporanges et des spores de Cryptogames vasculaires et par des grains de pollen de Gymnospermes, noyés également dans une masse fondamentale humique.

Le boghead d'Autun est caractérisé par la prédominance presque exclusive d'une Algue à laquelle on a donné le nom de *Pila bibractensis*. Le boghead d'Écosse ou « torbanite » est constitué par une autre espèce du même genre, *Pila scotica*. Le « Kerosene shale » d'Australie est un boghead qui renferme une autre Algue, *Reinschia australis*. Le boghead d'Ermels, au Transvaal, est formé par des thalles de *Reinschia capensis*.

Les thalles de ces différentes espèces sont constitués par de la

gélose; aussi Eg. Bertrand désigne-t-il les bogheads par les dénominations de *charbons gélosiques* ou *charbons d'Algues*. Pour cet auteur les Algues du boghead, analogues aux « fleurs d'eau » des lacs actuels, auraient pullulé à certains moments et auraient donné naissance, aux basses eaux, à la matière gélosique, qui est la matière essentielle des charbons d'Algues. Du bitume aurait pénétré ultérieurement dans la masse et aurait permis la conservation des thalles. Il constituerait ainsi un moyen de fossilisation.

B. Renault arrive, par des études parallèles à celles de C. Eg. Bertrand, à une interprétation qui paraît bien plus vraisemblable, car on ne conçoit pas bien quelle serait l'origine de ce bitume qui serait venu imprégner ultérieurement la masse gélosique.

Pour B. Renault la masse fondamentale moulant tous les restes organisés des bogheads et des cannels est le résultat d'une macération microbienne, qui a transformé la gélose et la cellulose en une substance amorphe moulant et pénétrant ce qui n'a pas été complètement dissous. Et, en effet, les Microcoques se rencontrent en abondance aussi bien dans ces débris que dans la matière fondamentale des bogheads. B. Renault leur a donné le nom de *Micrococcus petrolei*. Les cannels renfermeraient en outre des Champignons microscopiques, qui auraient collaboré avec les Bactériacées à la destruction des éléments organiques.

Quoi qu'il en soit de ces interprétations, il semble dès à présent acquis que les bogheads et les cannels résultent de la décomposition *sur place* d'organismes végétaux, qui ont vécu dans des lacs à la manière des fleurs d'eau, ou qui y ont été entraînés par le vent, comme aujourd'hui les pluies de pollen, souvent prises pour des pluies de soufre.

Les *charbons humiques* de C. Eg. Bertrand ne sont autre chose que les schistes bitumineux dont il a été question plus haut. Le même auteur appelle *charbons de purins* des schistes dans lesquels abondent les excréments fossiles ou *coprolithes*, transformés en matière charbonneuse. Il y aurait là encore, d'après Bertrand, une imprégnation ultérieure de substances bitumineuses [6, 9].

Houilles. — Les houilles sont des combustibles minéraux qui renferment de 75 à 90 °/₀ de carbone pur. Leur teneur en oxygène et en hydrogène est sujette aux plus grandes variations, de même que le résidu de cendres à la combustion, qui tient surtout à la présence de quantités variables de pyrite de fer.

Par distillation, les houilles donnent naissance à un mélange de

carbures d'hydrogène, d'hydrogène et de divers autres gaz. C'est par l'épuration de ces produits que l'on obtient le gaz d'éclairage. Le résidu solide de la distillation constitue le coke.

Les hydrocarbures ne préexistent pas dans les houilles, car on n'arrive pas à les en extraire au moyen de leurs dissolvants habituels, la benzine ou l'éther.

Les quantités d'hydrocarbures produits par la distillation varient suivant la catégorie du combustible. On distingue des *houilles sèches*, qui donnent de grandes quantités de gaz, brûlent avec beaucoup de flamme et de fumée et contiennent de 75 à 80 °/₀ de carbone; des *houilles grasses*, encore riches en produits volatils et renfermant de 80 à 90 °/₀ de carbone; des *houilles demi-grasses*, brûlant avec une flamme courte et possédant un pouvoir calorifique très élevé; des *houilles maigres*, donnant à la combustion un coke pulvérulent, brûlant sans fumée et renfermant de 90 à 93 °/₀ de carbone. Les *anthracites* sont encore plus riches en carbone et ne donnent pour ainsi dire pas de gaz à la distillation; il en sera question plus tard.

Ces variétés, basées sur les caractères de la combustion et sur la teneur en carbone, correspondent à des aspects physiques particuliers : variations dans l'éclat, division en feuillets ou en prismes de dimensions variées, homogénéité ou hétérogénéité, etc.

Formation de la houille. — La présence d'empreintes végétales nombreuses dans les couches schisteuses ou gréseuses qui accompagnent la houille; l'existence, dans la houille même, de parties montrant une structure organisée; la composition chimique sinon identique, du moins analogue à celle de la cellulose, avaient fait supposer depuis longtemps que la houille est constituée par une accumulation de débris végétaux ayant vécu à une époque géologique déterminée, que l'on avait appelée *carbonifère*, ou *houillère*, ou encore *anthracolithique*. Depuis l'emploi du microscope à l'étude des plaques minces de roches, on possède des données plus précises. Certaines houilles peuvent être examinées par transparence et l'on peut y reconnaître facilement la nature des tissus. D'autres se présentent sous un aspect absolument opaque, mais, en employant une méthode imaginée par Schulze et perfectionnée par Gümbel [1], on arrive à les débarrasser des substances qui en masquent la structure. On traite la houille par un mélange de chlorate de potasse et d'acide azotique, qui dissout les matières humiques et ulmiques dont les tissus sont imprégnés.

Au point de vue chimique, l'étude des houilles présente encore bien des points obscurs; mais, grâce aux travaux de Grand'Eury, de B. Renault, de Zeiller, de Potonié, leur étude botanique est plus avancée aujourd'hui, et l'on sait quels sont les Végétaux qui prennent part à leur formation. Il est bien établi que les feuilles, troncs, racines, fructifications qui la constituent appartiennent aux espèces mêmes dont les empreintes se rencontrent dans les couches voisines.

La perfection avec laquelle les tissus végétaux ont été souvent conservés exclut entièrement l'ancienne hypothèse d'après laquelle les débris de plantes auraient été injectés de bitume originaire des profondeurs de la terre. La « houillification » est le résultat de transformations faites sur place, sans l'apport de matières étrangères. Elle s'est opérée avec une certaine rapidité, car on a trouvé, à divers niveaux du terrain Houiller, des *galets de houille*, c'est-à-dire des fragments de houille roulés, empruntés à des dépôts carbonifères un peu plus anciens. Elle est accompagnée d'une diminution de volume, due à la compression que les couches supérieures ont exercée sur celles qui renferment les débris végétaux et démontrée par la comparaison de l'épaisseur de troncs houillifiés avec celle de troncs silicifiés appartenant aux mêmes espèces.

La transformation des Végétaux en houille est certainement due à des actions comparables à celles qui donnent naissance à la tourbe, aux lignites, aux bogheads, etc. Elle est le résultat d'une macération dans l'eau et ce phénomène semble dû à des actions microbiennes. En effet, B. Renault a signalé dans certaines houilles [7, 8] des microorganismes qu'il a décrits comme *Bacillus*, comme *Micrococcus*, comme filaments de Champignons saprophytes.

En se transformant en houille, la cellulose abandonne de l'hydrogène et de l'oxygène sous la forme de méthane, d'acide carbonique et d'eau et le produit solide représente le 1/5 du poids primitif. Voici comment B. Renault formule la réaction, C^9H^6O exprimant la composition de la houille :

$$4\ C^6H^{10}O^5 = C^6H^{10}O + 7CH^4 + 8CO^2 + 3H^2O$$

L. Lemière [15] compare la fermentation qui aboutit à la formation de la houille à la fermentation alcoolique. Il suppose que les diastases contenues dans les fruits et les graines, ou bien sécrétées par les microbes, agissent lentement pour transformer les hydrates de carbone (cellulose, gomme, résine, chlorophylle) en une gelée humique qui est la base fondamentale de tous les combustibles fos-

siles. C'est ainsi que dans la fermentation alcoolique la diastase de l'orge germée agit sur les matières amylacées pour les liquéfier et les transformer en glucose.

Les nombreux ferments apportés par les végétaux prolifient et pullulent à la faveur de la macération précédente. Ensuite, le milieu devenant anaérobie, ils dédoublent les hydrates de carbone en gaz (CO^2 et CH^4) et en hydrocarbures liquides ou solides qui forment le combustible fossile. La fermentation s'arrête, quand, par suite des hydrocarbures produits, le milieu devient antiseptique. De même, dans la fermentation alcoolique, la levure de bière commence par se développer comme ferment aérobie dans le levain, pour devenir anaérobie dans le moût glucosique, où elle attaque la glucose et la décompose en CO^2 et en alcool. La fermentation s'arrête quand il n'y a plus de glucose dans le moût ou que l'alcool en excès rend le milieu antiseptique.

Cette ingénieuse comparaison explique le mode de formation de tous les combustibles minéraux et elle permet en outre de se rendre compte des causes qui ont conduit à la production de l'un d'eux plutôt que de l'autre. Ce serait donc à l'intervention plus ou moins précoce, plus ou moins tardive de la phase anaérobie, de la phase antiseptique que serait imputable la formation d'un combustible de nature déterminée. Contrairement à l'opinion courante, qui fait entrer en jeu l'action du temps, une tourbe resterait toujours tourbe, une lignite ne se transformerait pas en houille et une houille d'une composition donnée conserverait sa composition. Les faits géologiques s'accordent assez bien avec cette conception, car on connaît des combustibles de l'ère primaire qui ont à peu près la composition des lignites et, inversement, on connaît des houilles secondaires et tertiaires.

Cependant il convient de tenir compte des distillations naturelles qu'ont pu subir les combustibles minéraux par suite d'élévation de la température des couches où ils sont enfouis. Alors une houille sèche pourra se transformer en houille maigre, une houille maigre en *anthracite*. Les carbures d'hydrogène s'échapperont sous la forme de *grisou*, pénétreront dans des strates voisins et s'y accumuleront, ou encore resteront emprisonnés dans la houille.

Des actions mécaniques suffiront quelquefois à occasionner l'élévation de température nécessaire à cette distillation. Mais nous aurons l'occasion de revenir sur ces phénomènes dans un chapitre ultérieur.

Il nous reste à examiner dans quelles conditions topographiques

ont pris naissance les gisements de houille et à rechercher s'ils se sont formés *sur place*, à la manière des tourbes ou des lignites, comme le pensent certains géologues, ou s'ils résultent de l'accumulation de végétaux charriés, comme l'admet une autre école. En d'autres termes, nous devrons nous demander si, pour nous servir des termes introduits dans la science par Gümbel [1], les houilles sont, dans leur totalité, *autochtones*, ou si elles sont *allochtones*, ou encore si elles appartiennent, suivant les cas, à deux ou à plusieurs catégories dont l'origine est foncièrement différente.

Houilles autochtones. — La théorie qui suppose la houille formée sur place et qui l'assimile aux tourbes et aux lignites est déjà ancienne, mais elle n'a réellement pris corps que grâce à l'étude détaillée du mode de gisement des Végétaux carbonifères et à l'examen approfondi des conditions de développement des grands marais à végétation arborescente.

Nous avons vu plus haut que certains dépôts de lignites ont manifestement pris naissance dans des marais en tous points comparables au Dismal Swamp de la Virginie. Plusieurs géologues, au premier rang desquels il convient de placer H. Potonié [13, 16], estiment aujourd'hui que la plupart des houilles se sont formées dans des conditions tout à fait analogues.

Les observations si précises de C. Grand'Eury dans le bassin houiller de Saint-Étienne [11, 12, 17] fournissent évidemment à cette assimilation un point d'appui très sérieux. Il y a longtemps que l'on a constaté, dans divers bassins houillers, la présence de troncs de *Sigillaria* transformés en houille et disposés perpendiculairement aux couches de houille elles-mêmes, et l'on a supposé que ces troncs avaient été enfouis et houillifiés dans la position même où ils ont vécu. Beaucoup de ces observations sont contestables, comme nous le verrons plus loin. Mais Grand'Eury a pu préciser les relations des végétaux en place avec les couches encaissantes. Il a constaté que les troncs, d'ailleurs presque toujours coupés à une faible hauteur, sont enracinés, les racines, enchevêtrées dans celles de la plante voisine, portant des racines secondaires et des radicelles et donnant souvent naissance à des rhizomes rampants, accrochés au sol par des griffes. Cette constatation a été faite pour des Sigillaires, pour des Équisétacées, pour des Fougères, pour des Cordaïtes. Grand'Eury conclut de l'ensemble de ses observations « que les plantes carbonifères étaient marécageuses quoique arborescentes, ayant vécu, comme celles qui encombrent le Dismal Swamp, le pied et les racines adventives dans l'eau, les souches et rhizomes rampant sur le fond ». Les

Calamodendron présentent une croissance étagée des plus remarquables (fig. 31). Leurs appareils radicaux se succèdent en hauteur au fur et à mesure de l'enfouissement, formant des verticilles successifs, où les appendices rayonnants ont conservé leur position naturelle. Potonié compare à juste titre ce mode de croissance à celui des Sphaignes et il conclut de ce fait et de la présence des rhizomes à croissance horizontale que les couches de houille se sont formées dans des tourbières plates boisées. En d'autres points, la houille résulterait d'une accumulation de débris végétaux, comparable en tous points à la tourbe hachée, remaniée par les cours d'eau.

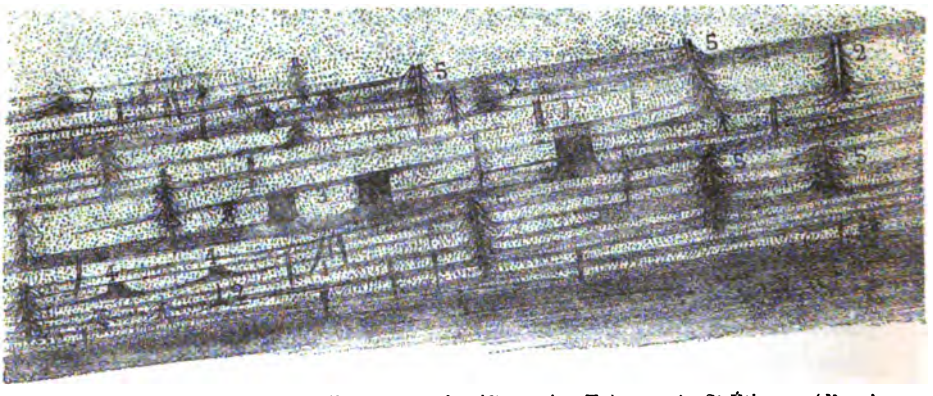


Fig. 31. — Forêt fossile de l'époque carbonifère; Au Trève, près St-Étienne (d'après Grand'Eury; figure extraite de E. Suess, *La Face de la Terre*, t. II).
Hauteur verticale environ 12 m.
1, *Calamites*; 2, *Psaronius*; 3, *Sigillaria*; 4, *Cordaites*; 5, *Calamodendron*.

L'analogie avec les tourbières plates et surtout avec les grands marécages boisés est encore complétée par l'existence, à la base de nombreuses couches de houille, d'une couche d'argile que les Anglais, qui ont été frappés depuis longtemps par cette ressemblance, ont désignée sous le nom d' « under-clay ». Elle est traversée par les racines, qui l'ont altérée; elle est mélangée de matière charbonneuse, de sorte qu'elle mérite bien le qualificatif de « terreau fossile » que lui a donné Grand'Eury.

L'ancienne hypothèse qui attribuait la formation de la houille à l'accumulation sur place de détritus forestiers n'est plus guère acceptée sous sa forme primitive, mais il est incontestable que souvent des couches de houille ont pris naissance dans des marécages boisés, à la manière des lignites. Potonié et son école admettent que presque toutes les houilles ont pris naissance dans ces conditions; d'autres auteurs pensent que ce mode de formation est plutôt excep-

tionnel; pour Grand'Eury lui-même les végétaux en place n'ont fourni qu'une faible partie de la houille, il attribue le reste à un transport des tiges et des feuilles détachées de la plante vivante ou à un arrachement de la plante avec ses racines, suivi d'un charriage dans les eaux mêmes du marécage où les végétaux ont vécu. Le fait que tous ces débris sont couchés à plat dans les lits de houille qu'ils constituent est un puissant argument en faveur du transport. Il y aurait donc, dans la manière de voir de Grand'Eury, formation, dans un même marais, de houilles autochtones et de houilles allochtones.

Alluvions végétales. — La théorie de l'allochtonie envisage la houille comme une véritable alluvion végétale. Elle est également

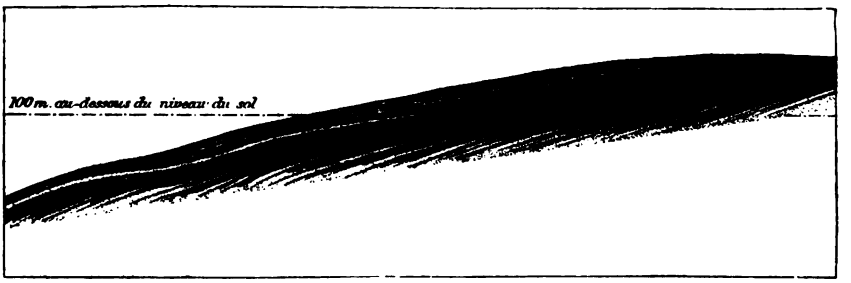


Fig. 32. — Détails des ramifications de la « Grande Couche » de Commentry au Puits Saint-Augustin (d'après H. Fayol; figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II). Échelle de 1 : 3 200.

très ancienne, mais elle a trouvé un regain de popularité grâce aux observations de H. Fayol [19, 20] dans les houillères de Commentry et grâce aussi à l'appui que lui a donné A. de Lapparent dans les éditions successives de son classique *Traité de Géologie* et dans quelques remarquables articles de vulgarisation [21].

Les observations de H. Fayol dans le bassin de Commentry ont fait l'objet d'un beau mémoire publié en 1888, où sont représentées les coupes admirables du terrain houiller créées par l'exploitation à ciel ouvert, mais détruites au fur et à mesure. Ces coupes ont montré à l'évidence que les dépôts dans lesquels sont intercalées les couches de houille de Commentry sont des *formations torrentielles*, dues à des cours d'eau qui se jetaient dans un lac et édifiaient à leur embouchure des amas de sédiments détritiques comparables à des *deltas*. On y a observé toutes les particularités des formations torrentielles : variation de nature et de puissance d'un même banc, défaut de parallélisme des bancs, disparition assez rapide d'un faisceau de bancs, fausses stratifications, ravinements, discordances, remanie-

ments, etc. Or, les couches de houille intercalées présentaient exactement les mêmes particularités et elles se comportaient comme des couches détritiques. La « grande couche », plus ou moins horizontale, est recouverte par des couches de schistes et de grès inclinées, dans les plans de séparation desquelles la houille pénètre en coins, au lieu de présenter à son « toit » une surface de séparation plane. En se dirigeant vers la Bouige, on constate qu'elle se divise en six veines distinctes qui s'écartent graduellement (fig. 32).

Les troncs debout ne manquent pas dans le bassin de Commentry, ils simulent même une véritable forêt fossile. Mais Fayol a pu montrer que les troncs couchés sont environ cent fois plus nombreux que les troncs debout, et l'un de ceux-ci se présentait les racines en l'air. Ces particularités s'expliquent très bien dans l'hypothèse d'un flottage, car dans les grands fleuves actuels il arrive fréquemment que des arbres charriés s'enfoncent verticalement dans les alluvions du delta. On doit d'ailleurs tenir compte de l'existence sur ces fleuves, en particulier dans les régions tropicales, de véritables forêts flottantes, arrachées aux berges et entraînées par le courant. Ces matelas de végétaux charriés peuvent former de vrais barrages et déterminer, en amont, des crues du fleuve ou une élévation temporaire du niveau de lacs appartenant au même bassin hydrographique. C'est ce qui est arrivé pour le Tanganyka, de 1874 à 1878, par suite d'une obstruction de son déversoir, le Loukouga [1]. Les lacs tributaires des grands fleuves tropicaux sont par excellence, d'après Ochsenius, des lieux d'élection pour la formation par flottage de dépôts de combustible [18].

Houilles marines. — L'origine lacustre de certaines houilles est attestée par la présence, dans les couches qui les accompagnent, d'organismes analogues à ceux qui vivent actuellement dans les lacs, tels que Unionidés, Gastéropodes Pulmonés, Crustacés Phyllopodes, etc.; mais il existe aussi des dépôts houillers qui sont associés à des couches renfermant des fossiles marins. Les partisans de l'autochtonie expliquent les intercalations de niveaux marins au milieu des formations houillères par des immersions temporaires, sous les eaux de la mer, des marécages où s'élaborait le combustible minéral, immersions qui seraient dues à des oscillations du sol affectant la région littorale. Et c'est encore l'exemple du Dismal Swamp que l'on invoque ici, puisqu'il suffirait d'un affaissement de quelques mètres pour que ce marécage soit envahi par les eaux de l'Atlantique. On

1. E. Suess. La face de la Terre. Trad. E. de Margerie, t. II, p. 405.

est obligé alors de supposer une situation littorale pour les bassins houillers et Naumann a qualifié de *paraliques* ceux qui répondent à cette condition. Dans certaines régions, telles que le bassin du Donetz, la Carinthie, les Asturies, l'Iowa, la Chine, on observe toutefois des alternances maintes fois répétées de couches de houilles et de calcaires à fossiles marins. Il faudrait imaginer ici des oscillations innombrables, ramenant périodiquement la mer dans des marés cages[1]. La nature des fossiles marins que l'on rencontre dans de intercalations calcaires indique quelquefois des dépôts effectués à de grandes profondeurs, et, dans ces cas, ce ne seraient plus des oscillations de quelques mètres qu'il suffirait d'invoquer, mais des oscillations d'une amplitude de plusieurs centaines de mètres.

Ces faits avaient suffi à quelques géologues pour attribuer, suivant l'exemple de Suess, une origine marine à certains dépôts houillers. Mais il y a plus : tout récemment H. Douvillé [22] a montré que certains nodules calcaires du terrain Houiller du Yorkshire et du Lancashire renferment, associées à des bois fossiles plus ou moins décomposés, des coquilles de Céphalopodes cloisonnés appartenant au genre *Gastrioceras* (pl. III, 1, 2). Ici la bouillie végétale qui a donné naissance à la houille s'est donc déposée au fond de la mer et sans doute à une profondeur assez considérable, car les Céphalopodes en question n'étaient certainement pas des animaux du littoral.

Dans la théorie de l'allochtonie il faut compter avec l'entraînement de végétaux flottés jusque dans la mer et il faut admettre que la houille peut se former dans le fond de cuvettes marines relativement profondes. Il ne manque d'ailleurs pas, sur le fond des mers actuelles, d'exemples d'accumulations de détritus végétaux en voie de décomposition, et ces amas prennent naissance quelquefois à une distance assez considérable du rivage. L'expédition du *Blake*[2] a dragué au large des Caraïbes, à 1 800 m de profondeur, des feuilles, des cannes à sucre, des fruits à tous les états d'altération.

On doit donc conclure que la fermentation houillère peut avoir lieu aussi bien dans les eaux salées que dans les eaux douces et il semble que la seule condition nécessaire ce soit la suppression d'un courant profond apportant de l'oxygène en quantité suffisante pour que la décomposition soit complète. Or cette condition est réalisée dans les mers intérieures, séparées des océans par un seuil. Ainsi le processus qui aboutit à la formation de la houille rentre dans la catégorie des phénomènes de transformation des sédiments sous l'action

1. E. Suess. *Ibid.*, p. 406.
2. Al. Agassiz. Three Cruises of the *Blake*. I, p. 291.

des microorganismes, phénomènes dont il a été question dans le chapitre précédent.

Le géologue stratigraphe retirera de cette étude sommaire des combustibles minéraux un enseignement capital, savoir que, lorsqu'il se trouvera en présence de dépôts de charbon, il devra, pour chaque cas particulier, élucider les conditions génétiques, non pas en appliquant une théorie unique, mais en étudiant les particularités du gisement et la nature des associations végétales, qui seules lui permettront de choisir entre les diverses interprétations exposées dans ce chapitre.

---

1. — C. W. v. Gümbel Beiträge zur Kenntniss der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. *Sitzungsber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss.*, II Cl., 1883, I, p. 113-216, pl. I-III.

2. — E. Ramann. Organogene Ablagerungen der Jetzzeit. *Neues Jahrb. f. Miner.*, Beil.-Bd. X, p. 119-166, 1895.

3. — N. S. Shaler. General account of the freshwater morasses of the United States, with a description of the Dismal Swamp district of Virginia and North-Carolina. *10th Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.*, p. 255-339, pl. VI-XIX, fig. 2-38, 1890.

4. — C.-Eg. Bertrand et Bernard Renault. Premières remarques sur le Boghead d'Autun. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XX, p. 213-259, 1892.

5. — C.-Eg. Bertrand. Conférences sur les charbons de terre. Les Bogheads à Algues. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, VII, p. 45-81, pl. IV, V, 1894.

6. — Id. Les charbons humiques et les charbons de purins. *Travaux et Mém. de l'Univers. de Lille*, VI, n° 21, 214 p., 11 pl. 1902.

7. — B. Renault. Les Bactéries fossiles et leur œuvre géologique. *Revue générale des Sciences*, VII, p. 804-813, 13 fig., 15 oct. 1896.

8. — Id. Sur quelques microorganismes des combustibles fossiles. *Bull. de la Soc. de l'Industrie minérale*, 3e sér., XIII, 4e livr., 1899; XIV, 1re livr., 1900. 460 p., 66 fig., 30 pl. in-folio.

9. — C.-Eg. Bertrand. Charbons gélosiques et charbons humiques. *Congr. géol. intern. C. R. de la VIIIe session*, p. 458-497. Paris, 1901.

10. — Id. Ce que les coupes minces des charbons de terre nous ont appris sur leurs modes de formation. *Congr. intern. des Mines, de la Métallurgie, etc. Sect. de Géol. appl.*, p. 349-390, 9 pl. Liège, 1905.

11. — C. Grand'Eury. Mémoire sur la formation de la houille. *Annales des Mines*, 196 p., 4 pl. Janv.-avr. 1882.

12. — Id. Formation des couches de houille et du terrain houiller (Géogénie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., IV, 3, 196 p., 10 pl., 1887.

13. — H. Potonié. Formation de la houille, 3e édit. In-8°, 53 p. (texte français et allemand), 23 fig. Berlin, 1905.

14. — G. Schmitz. Formation sur place de la houille. *Revue des Questions scientifiques*, 35 p., 9 pl., 1906.

15. — L. Lemière. Sur la transformation des végétaux en combustibles fossiles. *Congr. géol. inter. C. R. de la VIIIe session*, p. 502-520. Paris, 1901.

16. — H. Potonié. Ueber Autochthonie von Carbonkohlen-Flötzen und des Senftenberger Braunkohlen-Flötzes. *Jahrb. d. k. Preuss. geol. Landesanst.*, XVI, p. 1-31, pl. III, IV, 1896.

17. — C. GRAND'EURY. Du bassin de la Loire, sur les tiges debout et souches enracinées, les forêts et sous-sols de végétation fossiles, et sur le mode et le mécanisme de formation des couches de houille de ce bassin. *Congr. géol. intern. C. R. de la VIIIe session*, p. 521-538. Paris, 1901.

18. — CARL OCHSENIUS. Die Bildung von Kohlenflötzen. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.*, XLII, p. 84-98, 1892.

19. — H. FAYOL. Études sur le terrain houiller de Commentry. Lithologie et stratigraphie. *Bull. Soc. Ind. Minér.*, 2e sér., XV, 543 p., 46 fig., 25 pl., 1887.

20. — ID. Résumé de la théorie des deltas et histoire de la formation du bassin de Commentry. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XVI, p. 968-978, pl. XXII, 1890.

21. — A. DE LAPPARENT. L'origine de la houille. *Revue des questions scientifiques*. Juillet 1892, 47 p.

22. — HENRI DOUVILLÉ. Les « coal balls » du Yorkshire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e sér., V, p. 154-156, pl. VI, 1905.

CHAPITRE XI

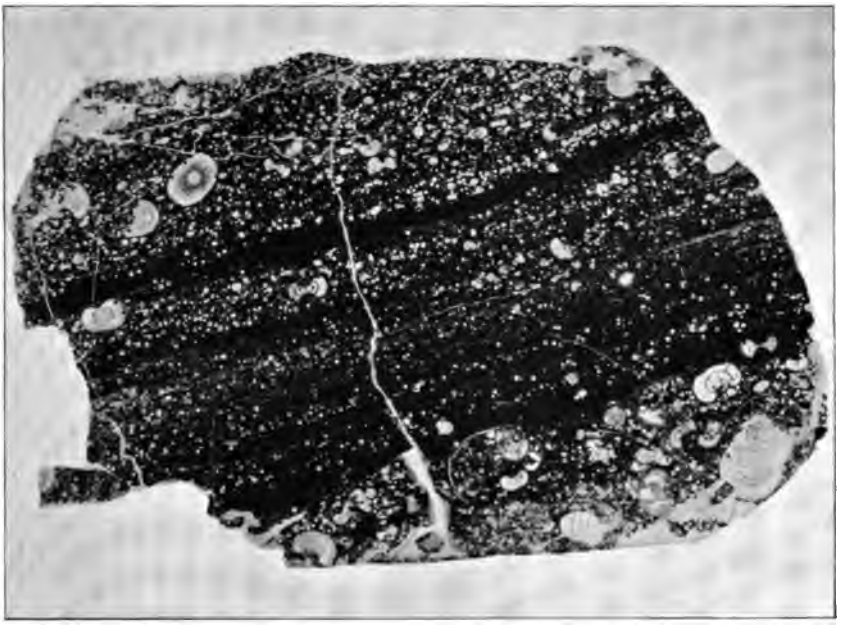
LES FACIÈS

Définition. — Milieu continental. — Milieu lagunaire et embouchures. Milieu marin. — Conclusions.

Définition. — Les premiers stratigraphes se contentaient, à la fin du XVIIIe siècle, à la suite du Saxon Werner, de décrire les caractères lithologiques des couches successives et d'étudier sommairement l'extension géographique de leurs affleurements. C'est à l'Anglais William Smith [1] que revient le mérite d'avoir reconnu, dans les premières années du XIXe siècle, le rôle important joué par les fossiles, en établissant que chacune des assises qu'il avait distinguées dans la série des terrains sédimentaires de la Grande-Bretagne était caractérisée par des espèces propres d'organismes fossiles. Il montrait en même temps que la plupart des assises, auxquelles il donnait des noms demeurés classiques [1], se retrouvaient avec les mêmes caractères lithologiques et paléontologiques du nord au sud de l'Angleterre.

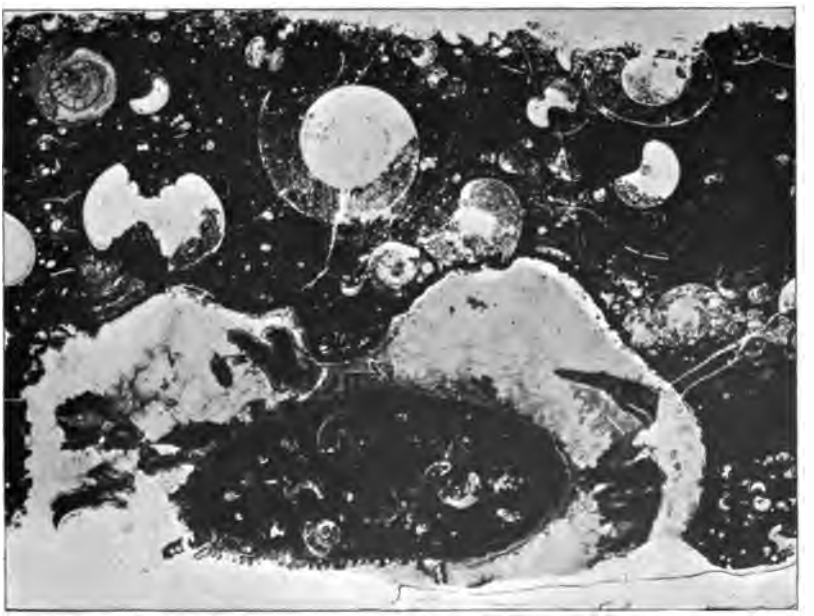
En effet, certains terrains s'étendent sur de grandes surfaces sans changements lithologiques et paléontologiques appréciables. Ainsi, les calcaires à *Gryphea arcuata* du Lias inférieur se rencontrent dans une grande partie de l'Europe centrale et conservent partout les mêmes caractères lithologiques, avec les mêmes associations d'espèces. Les grès verts du Gault (Crétacé moyen) sont connus depuis les bords de la Caspienne jusqu'en Angleterre et on les retrouve avec les mêmes fossiles dans l'Amérique du Sud, en Colombie et au Pérou; les calcaires à *Nummulites aturicus* (*perforatus*) sont développés sur tout le pourtour de la Méditerranée et dans une grande partie de la région alpine. De même, dans les mers actuelles, certains sédiments,

1. Ces noms rappellent, pour la plupart, des particularités minéralogiques, par exemple « Magnesian Limestone » (calcaire magnésien), « Great Oolite » (grande oolithe), etc. D'autres sont empruntés en outre à des localités, comme « Oxford clay », « London clay »



Cliché H. Ragot.

NAISSAIN DE GONIATITES *(Gastrioceras)*
dans des lits de vase charbonneuse.
« Coal Balls » du Yorkshire (grandeur naturelle).



Cliché H. Ragot.

SECTIONS DE GONIATITES *(Gastrioceras)* ET DE TIGE
dans une vase charbonneuse.
« Coal Balls » du Yorkshire (réduction aux 3/4).

UofM

Cliché Ch. Vélain.

ALTERNANCE RÉGULIÈRE DE GRÈS ET DE MARNES.
Lias inférieur.
Carrières de Romery (Ardennes).

Cliché Léon Bertrand.

TERMINAISON EN BISEAU DES CALCAIRES A HIPPURITES TURONIENS
dans les poudingues à stratification torrentielle de même âge.
Bec de l'Aigle, près La Ciotat (Bouches-du-Rhône).

UofM

comme la boue à Globigérines, s'étendent sur des surfaces immenses, sans modifications importantes.

Dès 1821, Alexandre Brongniart annonçait cependant [2] que les mêmes fossiles peuvent se rencontrer dans des formations de nature minéralogique différente. Il montrait que les calcaires noirs des Fiz (pl. I), en Savoie, soulevés à 2 000 m d'altitude, renfermaient les mêmes restes organiques que la « craie chloritée » de Rouen, située presque au niveau de la mer. Il en concluait que les deux formations étaient synchroniques.

Plus tard le géologue soleurois Gressly [3, p. 11] faisait la même constatation dans les terrains jurassiques de son pays natal : « Je suis parvenu, disait-il, à reconnaître, dans la dimension horizontale de chaque terrain, des modifications diverses, bien déterminées, qui offrent des particularités constantes dans leur constitution pétrographique aussi bien que dans les caractères paléontologiques de l'ensemble de leurs fossiles, et qui sont assujetties à des lois propres et peu variables. » Gressly appelle « *faciès* ou aspects de terrain » ces modifications diverses et sa définition peut encore être conservée aujourd'hui, d'autant plus que c'est dans le même sens qu'Oppel [4], Waagen [5], Neumayr [0, 3], Mojsisovics [6] et d'autres ont employé le terme de faciès, qu'ils ont beaucoup contribué à préciser. Nous lui conserverons ici cette acception primitive.

Par faciès géologique, nous entendrons donc *la somme des caractères lithologiques et paléontologiques que présente un dépôt en un point déterminé.*

Lorsque l'on envisage plutôt l'origine d'un sédiment, on emploie souvent le terme de *formation*, qui est moins précis et possède un sens plus général. On peut en faire usage pour réunir dans une même catégorie des dépôts de faciès différent, mais formés dans des conditions analogues.

Deux dépôts synchroniques possédant le même faciès sont dits *isopiques* [6], ils sont dits *hétéropiques* lorsqu'ils présentent des faciès différents.

On appelle *fossiles caractéristiques* les espèces qui se rencontrent dans tous ou dans presque tous les dépôts synchroniques, quel que soit leur faciès. Depuis Oppel [4], on considère les Ammonites comme les meilleurs fossiles caractéristiques et on les emploie, dans les terrains où on les rencontre, pour désigner les *zones paléontologiques*, ou mieux les *horizons* où se rencontre une espèce déterminée de ces Céphalopodes. On parlera par exemple de la zone à *Harpoceras opalinum* ou de l'horizon du *Harpoceras opalinum* pour dési-

gner un niveau précis de la série des terrains liasiques, caractérisé par la présence de cette Ammonite, qui peut se rencontrer aussi bien dans des marnes que dans des calcaires compacts ou dans des oolithes ferrugineuses.

A défaut des Ammonites, on peut employer d'autres espèces de courte durée et de grande répartition géographique pour établir la chronologie d'une série sédimentaire. Ainsi, dans le Silurien, on se sert des Trilobites ou des Graptolithes; dans les terrains tertiaires inférieurs, des Nummulites, mais leur indépendance du faciès est loin d'être aussi complète.

D'autres fossiles sont exclusivement propres à un faciès déterminé, qu'ils caractérisent, sans permettre de préciser l'âge des couches où on les rencontre. On peut citer par exemple *Pachycardium corallinum*,

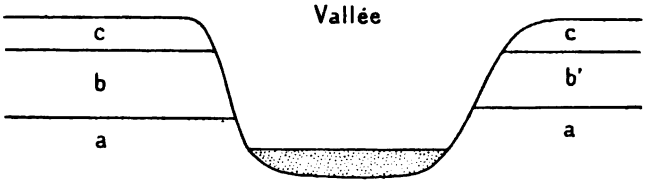


Fig. 33. — Synchronisme de deux couches de faciès différent (b, b') établi au moyen des couches identiques qui se trouvent au-dessous (a, a) et au-dessus (c, c).

que l'on trouvera à un niveau quelconque du Jurassique supérieur, toutes les fois que l'on sera en présence d'un faciès particulier, celui des oolithes blanches à Nérinées et à *Diceras*, formées dans le voisinage des récifs coralliens.

Lorsque deux couches synchroniques de faciès différent n'ont aucun fossile commun, il est impossible de se baser sur la présence de fossiles caractéristiques pour établir leur synchronisme. Pour démontrer que les deux couches (fig. 33 *b*, *b'*) représentent deux faciès d'un même niveau, on cherche à constater le passage latéral de l'une à l'autre, ou bien, si elles sont séparées par une discontinuité, il est nécessaire d'avoir recours à une méthode indirecte. Dans ce cas, l'on observe les assises (*a*, *a*) qui se trouvent au-dessous de chacune des deux couches en question et ensuite celles qui se trouvent au-dessus (*c*, *c*); si dans l'un et l'autre cas on remarque de part et d'autre une identité à peu près complète, on peut en conclure que les deux terrains (*b*, *b'*) sont synchroniques. C'est en appliquant cette méthode qu'Hébert [7] put démontrer en 1860 le synchronisme du gypse de Montmartre et du travertin de Champigny. Ces deux formations, développées, la première sur la rive droite de la Marne,

la seconde sur la rive gauche, reposent l'une et l'autre sur les marnes à *Pholadomya ludensis* et sont recouvertes par des marnes connues sous le nom de « marnes supragypseuses », elles doivent donc être envisagées comme deux faciès d'un même niveau, l'un lagunaire, l'autre lacustre, séparés par la Marne, qui a creusé son lit en suivant à peu près leur ligne de séparation. En employant cette même méthode, on a pu reconnaître que certains faciès n'occupent pas dans deux régions distinctes le même niveau stratigraphique. Ainsi les formations coralliennes du Jurassique supérieur se rencontrent avec

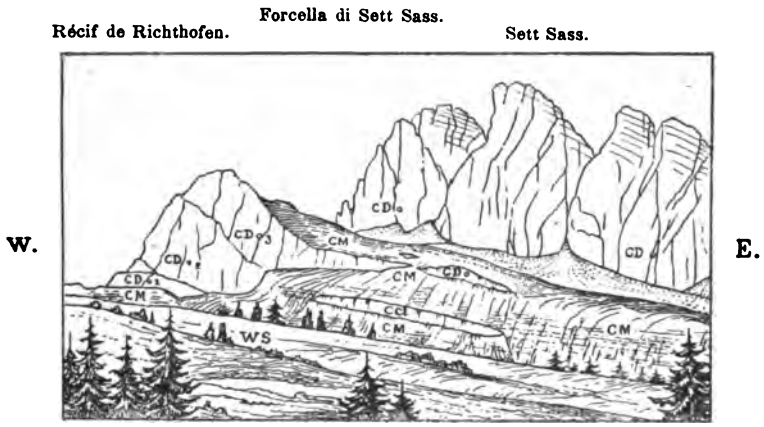


Fig. 34. — Coincement d'une dolomie récifale dans les couches marneuses de Saint-Cassian (Trias moyen). Le Sett Sass vu de la Montagna di Castello, Tyrol méridional (d'après E. von Mojsisovics; figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*).

WS, couches de Wengen; CM, marnes de Saint-Cassian; CCi, calcaire de Cipit; CDo, Dolomies de Saint-Cassian.

des caractères paléontologiques et lithologiques identiques à des niveaux différents, suivant qu'on les étudie dans l'une ou l'autre des régions françaises. On dit alors que ces formations sont *équivalentes* ou, suivant l'expression de Huxley, *homotaxes*; elles ne sont pas synchroniques.

Le passage latéral d'un faciès à un autre peut s'effectuer de différentes manières. Tandis que dans l'exemple du Gypse et du travertin de Champigny il est très brusque, dans d'autres cas il s'opère par transition insensible. Il est, enfin, des cas où les couches de l'une des formations viennent se terminer en biseau au milieu de l'autre (fig. 34; pl. IV. 2), de sorte que les deux faciès viennent pour ainsi dire s'engrener.

Des changements de faciès dans le sens vertical indiquent toujours que, pour un même point géographique, il y a eu des modifications

plus ou moins importantes dans la nature du milieu où s'effectue la sédimentation, modifications dues à des changements soit dans la profondeur des eaux, soit dans leur salure, dans leur température, etc. Dans la plupart des terrains on observe de fréquents changements dans le sens vertical (pl. IV, 1) et c'est la succession de faciès différents qui forme, avec la succession des faunes, la base de la division des systèmes géologiques en étages, sous-étages, assises, etc.

Dans un groupement naturel des faciès on ne doit se baser *exclusivement* ni sur les caractères lithologiques des formations ni sur les conditions d'existence des êtres organisés dont les restes se rencontrent dans les divers sédiments. Cela résulte de la définition même du faciès. La corrélation qui existe entre les caractères physiques du milieu et les associations d'organismes nous montre que la meilleure classification des faciès est nécessairement fondée sur la nature des milieux biologiques, tels que nous les avons définis dans de précédents chapitres.

Milieu continental. — Dans le milieu continental certains dépôts se forment à l'air libre, sans l'intervention d'une nappe d'eau liquide; on les a appelés les *formations subaériennes* : c'est le *faciès volcanique*, qui ne rentre pas dans la catégorie des formations sédimentaires, le *faciès éolien* (dunes, lœss), comprenant les dépôts formés sous l'action du vent, le *faciès éboulleux*, le *faciès glaciaire*, le *faciès éluvien*, terme désignant les dépôts, tels que le limon des plateaux et la latérite, qui sont dus à la décomposition superficielle des roches et à l'action du ruissellement.

Le terme de *formations alluviales* s'applique aux faciès caillouteux, sableux ou vaseux qui résultent de la sédimentation par les cours d'eau; de même que dans les *formations lacustres*, on y rencontre des débris d'Animaux ou de Végétaux terrestres mêlés aux restes d'êtres vivant dans les eaux douces. La plupart des gisements de Mammifères tertiaires se rencontrent dans ces formations continentales.

C'est tantôt dans les formations alluviales, tantôt dans les formations lacustres, tantôt encore dans les formations marines, qu'il faut placer les *faciès charbonneux* (lignites, houilles). Enfin, les *tufs calcaires* et les *travertins* forment une catégorie spéciale de sédiments chimiques effectués tantôt dans les sources, tantôt dans les eaux courantes, tantôt dans les lacs. On y trouve presque toujours de nombreuses empreintes de feuilles.

Milieu lagunaire et embouchures. — Le terme de formations lagunaires, qui est fréquemment employé, manque de précision, car il réunit sous une même rubrique les *formations halogènes*, comprenant des dépôts dus à la précipitation chimique de sels dissous dans des eaux sursalées, et les *formations laguno-lacustres*, — comme Munier-Chalmas a proposé de les appeler, — comprenant les dépôts détritiques, tels que sables, marnes rouges ou vertes, effectués dans des lagunes plus ou moins dessalées (eaux saumâtres), par l'arrivée des eaux douces. Il est souvent difficile de séparer ces formations des *formations d'estuaire*, car dans l'un et dans l'autre cas les sédiments vaseux ou sableux prédominent et la faune comprend surtout des espèces pouvant supporter de grandes variations dans la salure.

Ces espèces euryhalines sont associées, suivant les cas, à des espèces franchement marines ou fluviatiles et surtout à des espèces qui sont adaptées à un milieu saumâtre. Les relations que présentent les faunes avec la salure dans les lagunes et dans les estuaires actuels sont malheureusement encore très mal connues, de sorte que le géologue qui étudie les dépôts à faunes saumâtres est presque toujours livré à ses propres ressources.

Les *formations de deltas* sont en général constituées par des conglomérats et des grès; on y rencontre souvent des débris végétaux et des restes d'Animaux terrestres.

Milieu marin. — Nous nous occuperons plus longuement des faciès appartenant au milieu marin proprement dit et nous les classerons suivant les régions bathymétriques que nous avons distinguées dans ce milieu.

Formations néritiques. — On pourrait mettre à part les formations franchement *littorales*, telles que les sables des plages, les cordons de galets qui se forment au pied des falaises, les cordons littoraux, qui séparent les lagunes de la haute mer; mais, dans la pratique, on éprouverait les plus grandes difficultés à les distinguer d'autres formations correspondant à des dépôts qui auraient pris naissance plus au large ou à une certaine profondeur. Les difficultés seraient particulièrement grandes dans les cas de formations anciennes, dont les relations topographiques avec le rivage sont inconnues. Aucun critérium paléontologique ne nous viendrait en aide pour distinguer de tels dépôts de formations néritiques proprement dites. D'ailleurs les dépôts véritablement littoraux des mers anciennes ont presque toujours été détruits par des érosions ultérieures, l'extension actuelle

des couches sédimentaires d'une époque déterminée ne correspond presque jamais aux anciennes limites de la mer.

Dans les mers actuelles les faciès de la région néritique sont encore très imparfaitement étudiés. Il y aurait lieu surtout d'organiser des recherches systématiques sur leur répartition dans les mers tropicales, où l'on n'a guère exploré sérieusement que les formations coralliennes.

Dans la « région littorale » on peut toutefois, en généralisant les résultats obtenus par Pruvot [VII, 2], dans la Manche et dans le golfe du Lion, distinguer un *faciès rocheux* et un *faciès sableux*. Les fonds rocheux sont couverts de *Fucus*, plus bas de Cystosires (Algues), puis de Laminaires. Les fonds sableux comprennent d'abord les sables purs de la plage supérieure, puis les herbiers de Zostères ou de Posidonies, ou les sables purs de la plage inférieure, enfin, plus bas, les graviers à Bryozoaires.

Les fonds de la « région côtière » de Pruvot sont constitués, dans le golfe du Lion, par la vase côtière pure, avec sa bordure de vase sableuse, puis, plus bas, par les sables, graviers et concrétions du plateau continental; dans la Manche, par les sables, graviers et cailloutis du large.

Les fonds rocheux ne se manifestent naturellement pas dans une série sédimentaire ancienne par un sédiment, car c'est justement l'absence de sédimentation qui caractérise ces fonds. On constate alors dans la série une *lacune par absence de dépôt*, correspondant à la période pendant laquelle le fond, balayé par les courants, est resté rocheux. Sur l'ancien fond rocheux on remarque souvent des perforations creusées par des Mollusques lithophages, ou des surfaces durcies, connues des géologues anglais sous le nom de « hard grounds ». Quelquefois les anfractuosités de ces surfaces sont remplies de restes d'organismes fossiles, tels que Gastéropodes, Brachiopodes, Crinoïdes. Il est souvent difficile d'évaluer la profondeur à laquelle se trouvait cet ancien fond rocheux.

Les dépôts sableux prédominent dans la zone supérieure de la région néritique, tandis que les dépôts vaseux deviennent plus abondants dans la zone inférieure.

Les faciès si variés de la région néritique peuvent être de préférence groupés suivant le mode de formation des sédiments.

Les formations d'origine purement chimique sont rares et l'on ne peut guère citer que les *oolithes ferrugineuses* et certaines *oolithes calcaires*.

Les formations détritiques constituées par des éléments minéraux

comprennent surtout des sédiments grossiers, c'est-à-dire des *poudingues* et des grès, mais les marnes et les argiles sont loin de faire défaut. Voici quelques exemples de *formations gréseuses* néritiques : les grès à empreintes mécaniques, les grès glauconieux ou grès verts, les grès à Lamellibranches (Cardinies, Trigonies) ou à Brachiopodes (*Spirifer*), les mollasses à Huîtres et à Pectinidés. Parmi les *formations marneuses*, mentionnons les marnes à Huîtres, les marnes à Hippurites, les marnes à petits Gastéropodes [1] (couches de Saint-Cassian, dans le Trias alpin, couches à *Turbo subduplicatus*, dans le Lias supérieur de l'Europe occidentale), etc.

Parmi les formations organogènes de la région néritique, nous distinguons les *calcaires construits* et les *faciès de charriage*, soit zoogènes, soit phytogènes. Les calcaires construits sont ou bien des formations récifales, édifiées par des êtres fixés, vivant en colonies et sécrétant du calcaire en grande abondance (récifs de Zoanthaires, d'Hydrozoaires, de Bryozoaires, de *Lithothamnium*), ou bien des accumulations de débris d'êtres benthoniques fixés, tels que les Crinoïdes (calcaires à entroques), les Bryozoaires (graviers à Bryozoaires), les Algues siphonées (calcaires à Diplopores), ou encore des accumulations de squelettes d'êtres benthoniques libres, tels que les Foraminifères (calcaires à Fusulines, à Alvéolines, à Milioles, à Nummulites), les Brachiopodes, les Lamellibranches (calcaires à Gryphées), etc. Tous ces faciès correspondent à des fonds constamment balayés par les vagues ou par les courants marins, de sorte que les éléments détritiques d'origine minérale ne viennent pas se mêler au calcaire sécrété par les organismes. Souvent les courants sont assez intenses pour charrier loin de leur lieu d'origine les fragments de squelettes triturés et pour donner naissance à des brèches coralliennes, à des lumachelles [2], à des sables calcaires, faciès souvent associés à des oolithes calcaires et favorables au développement des Échinodermes (*Apiocrinus*, *Pygurus*, *Clypeaster*), des Lamellibranches (*Megalodus*, *Pachycardium*, *Diceras*, Rudistes) et des Gastéropodes (Nérinées) à test très épais.

Les amas d'ossements et de dents de Poissons connus sous le nom de *bonebeds* et certains dépôts de phosphate de chaux, évidemment d'origine animale, doivent aussi être considérés comme des dépôts néritiques.

1. Ce faciès est probablement lié à une végétation touffue : d'après Th. Fuchs on le rencontre actuellement dans ces conditions dans la rade de Messine [8].

2. Les faluns et les lumachelles sont presque entièrement constitués par des amas de coquilles brisées en menus fragments. Joh. Walther pense que ce sont les Crustacés décapodes qui, au moyen de leurs pinces, effectuent ce travail de trituration.

C'est surtout dans la région néritique que l'on observe les ondulations du fond connues sous le nom de « ripple-marks »[1] et qui se rencontrent souvent dans les formations géologiques à la surface des bancs de grès. Elles sont de deux sortes : les unes présentent deux flancs symétriques et sont dues à un mouvement ondulatoire des eaux, les autres ont des flancs inégalement inclinés, ressemblent à des dunes en miniature et doivent certainement leur origine à un courant qui se fait sentir sur le fond avec une direction constante. Les « ripple-marks » de la première catégorie ne peuvent se former que dans la mer ou dans des lacs, à une profondeur qui ne doit guère excéder 200 m. Celles de la seconde catégorie peuvent être marines, lacustres, fluviatiles, voire même éoliennes. Il est probable qu'elles peuvent prendre naissance à des profondeurs bien supérieures à 200 m.

Formations bathyales. — Les sédiments vaseux sont de beaucoup les plus répandus dans la zone bathyale, qui est le domaine principal des boues terrigènes et en particulier des boues bleues. Sur le passage des grands courants marins, toutefois, le fond est balayé et les êtres benthoniques y présentent une richesse d'individus et une variété de formes remarquables, grâce à l'abondante nourriture fournie par le plankton de surface.

Les faciès sont moins variés que dans la région néritique, mais ils jouent un rôle non moins considérable. Ce sont des grès à grain fin, des argiles, des marnes et des calcaires. C'est aux argiles bathyales qu'il faut assimiler la majeure partie des schistes, c'est-à-dire la roche sédimentaire qui est certainement la plus répandue à la surface du Globe. Au Silurien, les schistes carburés sont remplis de restes de Graptolithes, Hydrozoaires dont la nature planctonique ne peut plus faire de doute depuis que l'on a découvert leurs pneumatophores. Dans la vase même vivaient certains Trilobites (schistes à *Trinucleus*, schistes à Calymènes), les Posidonomyes (schistes à Posidonomyes, carbonifères, triasiques, jurassiques), les Dentales (argiles à Dentales).

Les Ammonites n'étaient nullement des êtres pélagiques, comme on l'avait cru longtemps; elles vivaient certainement sur le fond, aux endroits mêmes où nous trouvons actuellement leurs coquilles; celles de la région bathyale étaient sténothermes (*Phylloceras*, *Lytoceras*); dans la région néritique vivaient d'autres types eurythermes. Les coquilles vides devaient souvent flotter à la surface, après la

1. Ernst Bertololy. Rippelmarken. Inaug. Dissert. Phil. Fac. Univers. Giessen, 1893. In-8, 108 p., Frankenthal, 1894.

mort de l'animal, et pouvaient venir s'échouer sur la côte[1], comme les Nautiles et les Spirules à l'époque actuelle, de sorte que, dans les dépôts littoraux, les espèces bathyales et les espèces néritiques peuvent se trouver mélangées.

L'un des faciès à Ammonites les plus répandus est celui des argiles ou des marnes à Ammonites pyriteuses; les Ammonites y sont représentées par des moules internes en pyrite de fer, transformée suivant les lignes d'affleurement en hydroxyde; le test lui-même a disparu. Mais les Ammonites se rencontrent aussi très fréquemment dans des nodules calcaires au milieu des marnes, ainsi que dans des bancs de calcaires rouges noduleux ou de calcaires compacts gris, qui ne sont autre chose que des boues coralliennes comprimées.

Dans les terrains tertiaires on peut citer, parmi les faciès les plus caractéristiques de la région bathyale, les argiles à Septaria, avec *Yoldia* et *Dentalium*, les marnes à Pleurotomes.

Les plus remarquables des faciès non vaseux sont les calcaires grumeleux à Spongiaires et la craie blanche, qui est par excellence une formation benthogène, comme l'a si bien démontré L. Cayeux[2] [VIII, 11].

Les nombreuses discussions auxquelles ont donné lieu les conditions de dépôt de ces diverses formations proviennent incontestablement de ce que les différents auteurs ne sont pas d'accord sur les limites supérieures qu'il convient d'assigner aux mers profondes. Si l'on admet une région bathyale indépendante, le malentendu se trouve dissipé.

Formations abyssales [VIII, 8]. — Dans les océans, les formations argileuses d'origine continentale, dites *boues terrigènes*, se rencontrent encore à une distance du littoral qui varie suivant la latitude et suivant la topographie de la côte (fig. 35). Au large on ne trouve plus dans les grands fonds que des *formations pélagiques*, parmi lesquelles les accumulations de squelettes calcaires ou siliceux, provenant d'organismes de surface, jouent un rôle capital. La constitution de ces sédiments planctogènes varie avec la profondeur et surtout avec la latitude. Entre 700 et 5 000 m on rencontre principalement les *vases à Globigérines* et les *vases à Ptéropodes*, dépôts renfermant de 30 à 98 °/₀ de calcaire. Dans les mers australes, elles passent insensiblement à la *vase à Diatomées*, qui contient de 20 à 90 °/₀ de silice. Sur les fonds du Pacifique et de l'océan Indien dont la profondeur

1. A. D'ORBIGNY. Cours élémentaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphique. T. I, p. 87. Paris, 1849.
2. V. aussi JOH. WALTHER [VI, 6, p. 215].

est supérieure à 4 000 m, ainsi que dans certaines parties de l'Atlantique, règnent par contre des dépôts presque entièrement dépourvus de calcaire, c'est l'*argile rouge*, qui, lorsqu'elle renferme plus de 20 °/₀ de silice, devient la *vase à Radiolaires*. Nous savons déjà que l'argile ferrugineuse qui forme la majeure partie de la vase rouge résulte de l'altération de projections volcaniques et de poussières cosmiques. On y trouve souvent des nodules d'oxyde de manganèse, des cristaux de zéolithes, associés à des dents de Squales et à des caisses tympaniques de Cétacés. La lenteur avec laquelle s'effectue la sédimentation de l'argile rouge des abysses est extrême; en revanche, les surfaces recouvertes par ce dépôt sont immenses et on les évalue au quart de la surface terrestre.

Dans la série des terrains sédimentaires, on ne rencontre qu'exceptionnellement des faciès correspondant à ceux qui, dans les mers actuelles, sont propres à la région abyssale. Plusieurs auteurs ont cherché, il est vrai, à établir des analogies entre la vase à Globigérines et la craie blanche, entre la vase à Diatomées et les tripolis du Néogène de Sicile, entre la vase à Radiolaires et certaines roches siliceuses des terrains primaires et secondaires, entre la vase rouge abyssale et les argiles ou marnes rouges dites garumniennes du Midi de la France[1]. Rien n'est plus inexact que de pareilles identifications, car les êtres du plankton peuvent se rencontrer dans tous les sédiments marins, quelle que soit la profondeur à laquelle ces sédiments se sont formés.

D'ailleurs les Foraminifères de la Craie ne sont pas des formes planctoniques; ce sont, comme on l'a vu plus haut, des Foraminifères de fond, des types benthoniques, ayant vécu dans des eaux peu profondes. Et quant aux argiles rutilantes garumniennes, ce sont des formations lagunaires, analogues aux Marnes irisées du Trias. Il est cependant vraisemblable que certaines argiles, certains calcaires, certaines phtanites particulièrement riches en Globigérines ou en Radiolaires se sont formés dans des conditions de dépôt sensiblement analogues à celles qui, dans les mers actuelles, président à la formation des boues à Globigérines, des vases à Radiolaires.

Puisque nous ne pouvons assimiler que de rares formations géologiques aux sédiments actuels de la région abyssale, nous devons en conclure que la plupart des dépôts formés dans les grands océans aux périodes géologiques ne sont que rarement accessibles à notre investigation.

1. E. Renevier [9, p. 551].

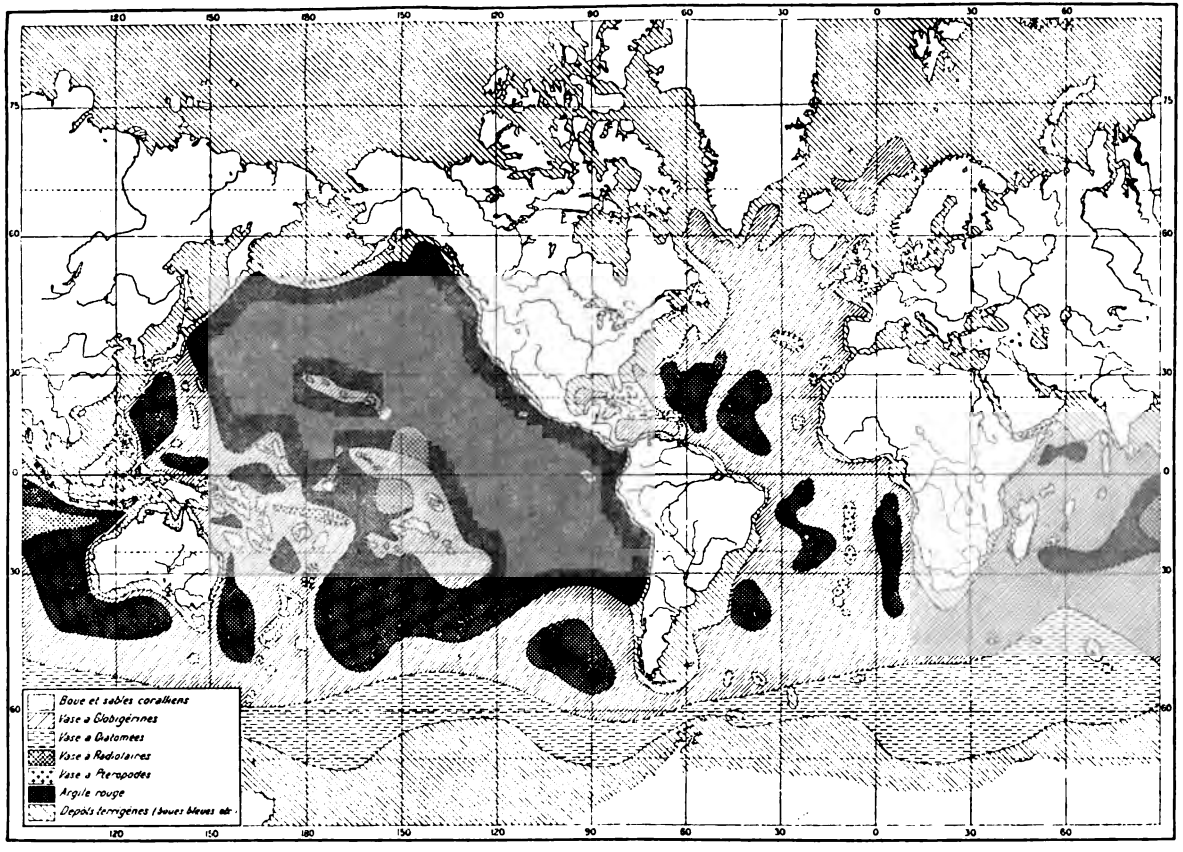


Fig. 35. — Répartition des sédiments dans les océans actuels (d'après John Murray et A. F. Renard).

Conclusions. — Comme, d'une part, les dépôts géologiques appartenant à la zone littorale n'ont que rarement été conservés ou qu'ils se confondent avec ceux de la région néritique proprement dite, et comme, d'autre part, nous ne connaissons que fort peu de dépôts abyssaux provenant des périodes géologiques antérieures à la nôtre, il en résulte qu'en étudiant l'histoire des mers anciennes nous n'aurons guère à nous occuper que des formations appartenant à la région néritique et à la région bathyale. Cela tient à ce que les mers anciennes dont nous pouvons actuellement étudier les sédiments sont, sous bien des rapports, plutôt comparables à certaines mers intérieures, telles que la mer des Caraïbes ou la mer Noire, qu'aux grands océans.

Dans ces mers intérieures, contrairement à ce qui a lieu dans les océans, les dépôts vaseux terrigènes descendent jusque dans les plus grandes profondeurs. Il paraît en avoir été souvent de même dans les mers anciennes, mais nous ne possédons aucun critérium pour affirmer qu'un sédiment vaseux s'est déposé à une profondeur supérieure à 1 000 mètres, car le caractère négatif de l'absence d'animaux caractéristiques de la région bathyale peut être dû à diverses causes et notamment au défaut de conservation des restes organiques.

---

1. — William Smith. Strata identified by organized fossils containing prints of the most characteristic specimens in each stratum. 4 fasc. London, 1813-1815.

2. — Alexandre Brongniart. Sur les caractères zoologiques des formations, avec l'application de ces caractères à la détermination de quelques terrains de Craie. *Annales des Mines*, VI, p. 537-572, pl. VII, VIII, 1821.

3. — A. Gressly. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Nouv. Mém. de la Soc. Helv. des Sc. nat.*, II, 241 p., 12 pl. Neuchâtel, 1838.

4. — A. Oppel. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands, nach ihren einzelnen Gliedern eingetheilt und verglichen. 1 vol. in-8, 858 p., 1 carte. Stuttgart, 1856-58.

5. — W. Waagen. Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz. 1 vol. in-8°, 234 p. Munich, 1864.

6. — Edm. von Mojsisovics von Mojsvar. Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. 1 vol. in-8°, 552 p., 30 pl., 110 fig., 1 carte. Vienne, 1879.

7. — E. Hébert. Note sur le travertin de Champigny et sur les couches entre lesquelles il est compris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., XVII, p. 800-812, 1860.

8. — Theodor Fuchs. Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? *N. Jahrb. f. Miner.*, Beil.-Bd. II, p. 487-584, 1883.

9. — E. Renevier. Les faciès géologiques. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 3e pér., XII, p. 297-334, 1884.

V. aussi : VI, 6 ; XII, 12.

CHAPITRE XII

LES GÉOSYNCLINAUX ET LES AIRES CONTINENTALES

Séries néritiques et séries bathyales. — Notion du géosynclinal. — Coïncidence de l'emplacement des chaînes de montagnes avec les géosynclinaux. — Relations entre l'axe d'un géosynclinal et la direction des plissements ultérieurs. — Situation des géosynclinaux par rapport aux masses continentales. — Les aires continentales anciennes.

Séries néritiques et séries bathyales. — Quoique la délimitation des formations néritiques et des formations bathyales n'ait rien d'absolu, leur distribution géographique est très remarquable et il existe un contraste des plus frappants dans les conditions géologiques qui président à leur répartition.

Les *formations néritiques* sont en général caractérisées par l'épaisseur relativement faible des sédiments accumulés au cours d'une période déterminée. Elles présentent des variations de faciès très fréquentes et le plus souvent très brusques dans le sens vertical. Les séries sont rarement complètes, on y observe souvent des lacunes, indiquant des émersions temporaires. D'autres fois, des formations lagunaires ou continentales s'y trouvent intercalées.

Les *formations bathyales* atteignent, par contre, le plus souvent des épaisseurs immenses; les variations de faciès dans le sens vertical y sont rares et, lorsqu'elles se produisent, elles sont presque toujours réalisées par des passages insensibles, rendant très difficile la délimitation précise des termes superposés. Les séries sont continues, on n'y observe ni lacunes ni intercalations de formations lagunaires ou continentales.

Les deux types de formations possèdent des aires de répartition distinctes, qui diffèrent par leurs caractères géologiques. Les formations néritiques se rencontrent surtout dans des régions relativement peu disloquées; elles ont conservé leur horizontalité ou ne présen-

tent que des ondulations à grand rayon de courbure. Il n'en est pas de même des formations bathyales, qui se rencontrent en général dans les régions très disloquées et ont subi des plissements énergiques[1]. Ainsi, par exemple, le Lias est constitué, sur le bord du Plateau Central, par des formations néritiques peu épaisses, conservées sous la forme de lambeaux tabulaires; dans les Alpes occidentales, il est représenté par d'énormes épaisseurs de calcaires compacts et de schistes d'une très grande uniformité, qui sont presque partout fortement plissés.

Nous aurons maintes fois, dans la partie stratigraphique de cet ouvrage, l'occasion de vérifier cette règle.

On peut ajouter encore que les formations néritiques n'ont guère subi que des modifications superficielles, tandis que les formations bathyales ont été souvent, comme nous le verrons bientôt, profondément modifiées par le métamorphisme.

Il est bon de remarquer, du reste, que ces différences dans les caractères géologiques des formations néritiques et bathyales n'ont rien d'absolu et qu'elles souffrent de nombreuses exceptions; elles répondent toutefois à la grande majorité des cas.

Notion du géosynclinal. — On s'est souvent demandé comment il était possible d'expliquer les formidables épaisseurs de sédiments détritiques qui se sont accumulées dans certaines régions pendant des périodes géologiques relativement courtes. Ces entassements de couches se chiffrent quelquefois par plusieurs milliers de mètres et il est évident qu'un bassin même très profond ne tarderait pas à se combler si de pareilles épaisseurs de sédiments s'accumulaient sur son fond. Si, au début, en raison de la profondeur du bassin, il se dépose des formations bathyales, au bout d'un certain temps, la profondeur ayant diminué, par suite de l'entassement des sédiments, le caractère des dépôts devra nécessairement changer, il se déposera des formations néritiques, voire des formations lagunaires et certains bassins marins ont eu en effet une semblable histoire. Mais nous avons vu qu'il existe des accumulations de sédiments du type bathyal qui atteignent plusieurs milliers de mètres, sans que le faciès se soit sensiblement modifié. La seule interprétation qui puisse être donnée de ce fait remarquable est la suivante.

1. C'est Suess [8, ch. vi] qui le premier a indiqué la localisation des séries sans lacunes et des formations qu'il appelle « pélagiques » dans les régions plissées, et l'intercalation de couches à fossiles d'eau douce dans les régions situées en dehors des zones de plissement.

Si l'on admet que le fond d'un bassin s'affaisse au fur et à mesure que les sédiments s'y accumulent et que la valeur de l'affaissement dans un temps donné, mesurée suivant la verticale, soit égale à l'épaisseur des sédiments déposés dans le même temps, il est évident que la profondeur restera constante. Si l'affaissement est plus rapide que la sédimentation, il se produira un approfondissement; s'il est plus lent, la profondeur des eaux ira en diminuant.

James Hall a précisé, dès 1859 [4], les conditions dans lesquelles se produit l'affaissement. Il suppose que le fond de la mer s'enfonçait suivant une ligne qui devient l'axe d'une dépression allongée, en forme de synclinal, et le long de laquelle l'affaissement atteint son maximum. Cette ligne de plus grande dépression est en même temps la ligne de plus grande accumulation, de sorte que, en chaque point,

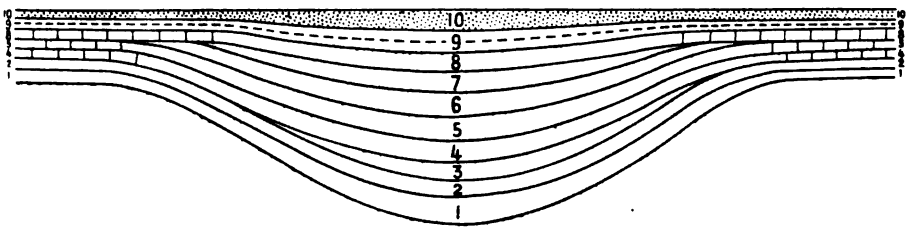


Fig. 36. — Schéma de géosynclinal. Les numéros (1-10) mettent en évidence la continuité de la sédimentation dans l'axe, la discontinuité sur les bords du géosynclinal.

l'épaisseur des sédiments est proportionnelle à l'intensité de l'affaissement.

Une pareille dépression en forme de synclinal, pli concave de l'écorce terrestre, reçut en 1873 de James D. Dana [6] le nom de *géosynclinal* (fig. 36). Ce savant en attribuait d'ailleurs avec raison la formation, non pas, comme le faisait James Hall, au poids même des sédiments accumulés, mais à la compression latérale.

Par opposition au géosynclinal, Dana désigne sous le nom de *géanticlinal* une ride convexe de l'écorce terrestre. Nous verrons plus loin qu'un géosynclinal ou un géanticlinal ne sont pas nécessairement des plis simples, mais qu'ils peuvent être eux-mêmes composés d'anticlinaux et de synclinaux en nombre quelconque, dont l'ensemble se comporte comme un synclinal ou comme un anticlinal.

Il est évident que la formation d'un géosynclinal ne peut être directement observée, mais on devra conclure à son existence toutes les fois que l'on observera une zone allongée de la surface du Globe qui sera caractérisée par une épaisseur considérable de sédiments

appartenant à une période géologique déterminée et qui sera bordée, de part et d'autre, par des régions où les sédiments atteignent des épaisseurs bien moindres. Le plus souvent les couches du géosynclinal appartiendront à la catégorie des formations bathyales, tandis que latéralement on se trouvera en présence de formations néritiques; mais cette règle n'a rien d'absolu, car les couches du géosynclinal seront quelquefois elles-mêmes néritiques.

Coïncidence de l'emplacement des chaînes de montagnes avec les géosynclinaux. — On doit encore à James Hall une autre constatation, qui est devenue en quelque sorte la base des théories orogéniques modernes. Cet auteur a montré, en se fondant sur des exemples empruntés au continent américain, que l'emplacement des régions plissées du Globe coïncide avec les zones d'épaisseur maximum des sédiments. On donne aujourd'hui à cette loi la forme suivante : *les chaînes de montagnes se forment sur l'emplacement des géosynclinaux.*

Nous rechercherons plus tard les causes de cette coïncidence, pour le moment il suffira de donner quelques exemples à l'appui de la loi que nous venons d'énoncer.

L'exemple classique est celui de la chaîne des Appalaches, dans laquelle les plissements ont affecté une épaisseur de sédiments d'âge paléozoïque que les géologues américains évaluent à 40 000 pieds. Dans l'Himalaya central, C. Diener estime que les dépôts successifs accumulés en un même point atteignent une puissance de 900 à 14 000 pieds, sans qu'aucune discordance importante vienne indiquer une grande interruption dans la sédimentation. Dans les Alpes françaises, trois séries de dépôts vaseux superposées, séparées, il est vrai, par des lacunes assez considérables, atteignent chacune bien plus de 1 000 m d'épaisseur et leur maximum de puissance se rencontre précisément dans la partie de la chaîne la plus énergiquement plissée.

La vérification la plus remarquable de la loi de James Hall est fournie par la zone des plissements alpins. On appelle ainsi la zone de la surface terrestre qui a été plissée en même temps que les Alpes, c'est-à-dire vers la fin de l'ère tertiaire. Neumayr[1] a tenté de représenter sur un planisphère, en se basant surtout sur les travaux de Suess, l'extension de la zone des plissements alpins. Son schéma peut être complété aujourd'hui sur certains points [12] (fig. 37).

1. M. Neumayr. Erdgeschichte, t. I, p. 655.

En Europe, les plissements alpins sont localisés dans la zone circumméditerranéenne.

Les Alpes méridionales se raccordent sous la plaine du Pô avec l'Apennin, qui, par la Sicile, se relie à l'Atlas. La branche tellienne de l'Atlas se continue par le Rif Marocain, par la Cordillère Bétique et par les Baléares, ces chaînes décrivant une boucle dont la concavité est tournée vers l'est. La branche saharienne de l'Atlas atteint l'Atlantique au cap Rir.

Les Alpes orientales donnent naissance à deux branches principales. La branche septentrionale forme l'arc Karpatique, qui se raccorde avec les Balkans de la même manière que le Rif se raccorde avec la Cordillère Bétique. La branche méridionale constitue la chaîne Dinarique.

Toutes ces bandes plissées de l'Europe méridionale correspondent à l'emplacement de géosynclinaux sinueux, dans lesquels se sont accumulés, pendant l'ère Secondaire et le début de l'ère Tertiaire, des sédiments du type bathyal, auxquels on a souvent donné le qualificatif de *faciès alpins*. L'épaisseur des sédiments, la prédominance des faciès vaseux à Céphalopodes, la rareté des fossiles de la zone néritique, la continuité des dépôts, voilà autant de traits caractéristiques des formations alpines jurassiques et crétacées. En dehors de la zone des plissements alpins les formations néritiques prédominent, les lacunes dans la série et les intercalations lagunaires sont fréquentes, et les terrains secondaires et tertiaires sont restés horizontaux ou n'ont subi en général que de faibles ondulations.

La même concordance des zones plissées et des géosynclinaux existe en dehors de l'Europe.

Les chaînes de montagnes de l'Asie occidentale sont la continuation directe de celles de l'Europe méridionale. La Crimée et le Caucase relient les Balkans au Kopet Dagh et au Paropamise. La Crète et l'île de Rhodes établissent la jonction entre l'arc Dinarique et les arcs Tauriques. A ceux-ci font suite l'arc Iranien, l'Himalaya, l'arc Malais, série de festons à concavité tournée vers le nord.

Dans toute cette zone montagneuse, les couches secondaires et tertiaires affectées par les plissements présentent des faciès analogues à ceux de la région alpine. Les particularités du Trias alpin se retrouvent notamment en Asie Mineure, dans le Pamir, dans l'Himalaya, à Sumatra, dans l'île de Rotti près de Timor.

Dans la Malaisie la zone plissée se bifurque. L'une des branches se dirige vers le nord, comprend Célèbes, les Philippines, Formose, les archipels en guirlandes du Japon, des Kouriles et des Aléou-

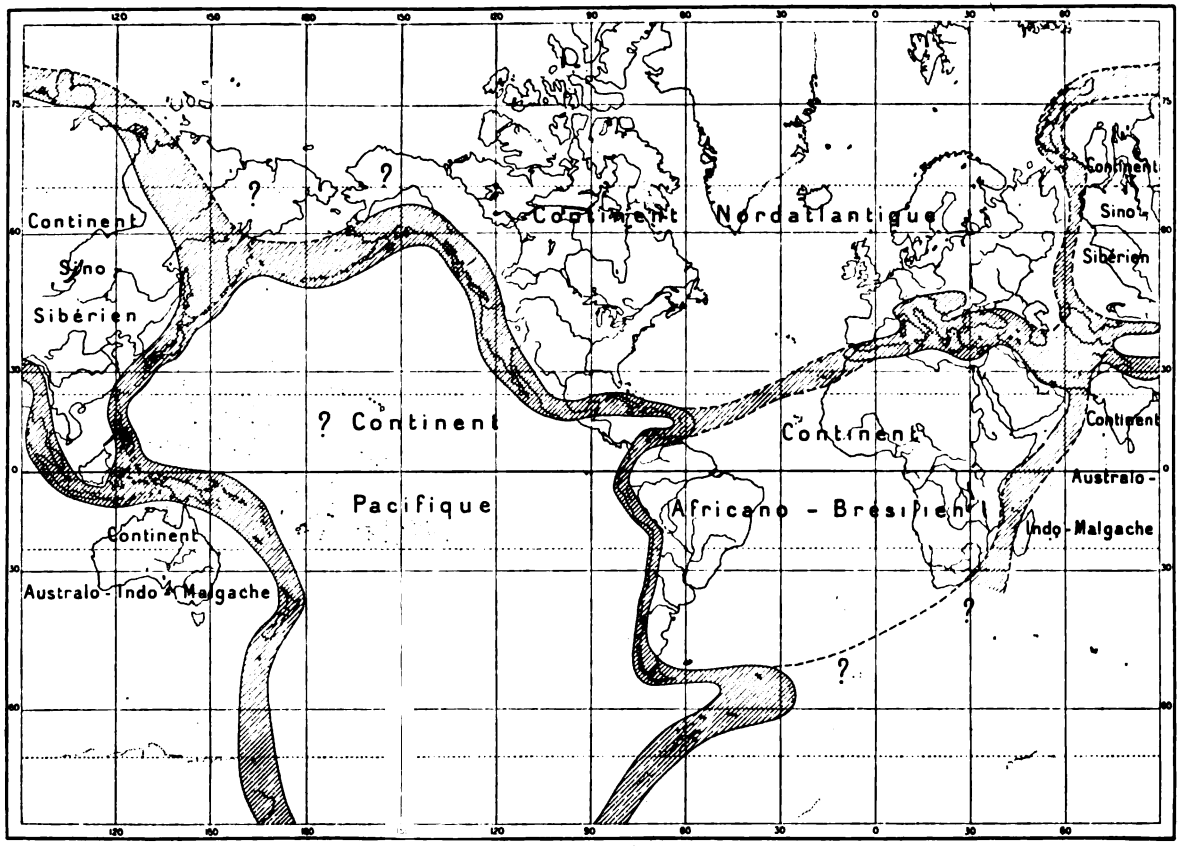


Fig. 37. — Géosynclinaux de l'ère secondaire et aires continentales anciennes.

tiennes. En Amérique, elle suit constamment la côte pacifique, depuis l'Alaska jusqu'au cap Horn, sauf dans l'Amérique centrale, où elle quitte momentanément le versant du Grand Océan pour former les arcs concentriques des Antilles, à concavité tournée vers l'ouest. L'autre branche s'étend de la Nouvelle-Guinée à la Nouvelle-Zélande, en passant par la Nouvelle-Calédonie et en s'épanouissant vers le nord en plusieurs rameaux.

Si l'on tient compte de la disposition des isobathes et de la répartition des volcans sur le pourtour du Pacifique, dont il sera question plus tard, on peut compléter le schéma de Neumayr, comme on l'a fait sur la figure 37, et fermer, au moins hypothétiquement, le cercle de plissements qui entoure l'océan, en raccordant la Nouvelle-Zélande à la Patagonie par les terres australes [12, p. 634].

Les plissements alpins semblent donc faire le tour complet de l'océan Pacifique et ce grand circuit est également caractérisé par la présence de formations « alpines ». Comme on le verra plus tard, le Trias du Japon, des Montagnes-Rocheuses, des Andes, de la Nouvelle-Zélande, de la Nouvelle-Calédonie présente des affinités nombreuses avec celui des Alpes orientales. Le Lias, le Jurassique supérieur, le Sénonien sont eux aussi développés, sur le pourtour du Pacifique, avec des faciès qui nous autorisent à admettre l'existence d'un vaste géosynclinal, décrivant probablement une courbe fermée et entourant entièrement l'océan actuel.

Pour compléter ce schéma des géosynclinaux de l'époque Secondaire et des plissements tertiaires, nous ajouterons que vraisemblablement une zone de plissements coupait encore en travers l'océan Atlantique, de manière à relier les Antilles à l'Atlas. Suess a insisté, en s'appuyant sur des arguments puissants, sur les analogies stratigraphiques que présentent les Antilles avec les régions méditerranéennes. Il a montré aussi que l'arc des Antilles et celui de la Méditerranée occidentale se font face des deux côtés de l'Atlantique. Il est probable que ces deux arcs étaient reliés par une chaîne qui leur était tangente et dont le Grand Atlas Marocain et l'archipel des Canaries sont les derniers vestiges.

Relations entre l'axe d'un géosynclinal et la direction des plissements ultérieurs. — Lorsque, par l'étude des faciès, on est arrivé à reconstituer l'emplacement qu'occupait, dans une région plissée, un géosynclinal, on peut souvent constater que la direction des plissements est sensiblement la même que celle du géosynclinal lui-même, ou plus exactement de son axe, déterminé par la ligne qui réunit les

points d'épaisseur maximum des sédiments. De plus, les limites des faciès d'un même terrain dessinent des lignes plus ou moins parallèles à la direction moyenne des chaînons, le faciès d'un terrain donné restant constant dans toute la longueur d'un même pli, tandis que l'on observe fréquemment des variations brusques de faciès lorsque l'on passe d'un pli ou faisceau de plis au pli ou faisceau de plis voisin. On a résumé cette constatation en disant que les *zones tectoniques* coïncident sensiblement avec les *zones de sédimentation*. Essayons de nous rendre compte des causes de cette coïncidence. Souvent elles résident dans les différences de plasticité et d'épaisseur que présente une couche en raison des changements de faciès, et il est naturel, d'après ce que nous savons du fonctionnement des géosynclinaux, que les variations d'épaisseur et de faciès se produisent suivant des zones parallèles au bord du géosynclinal et à

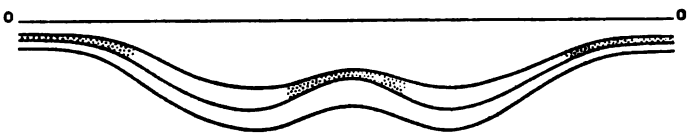


Fig. 38. — Schéma de géosynclinal dédoublé, avec géanticlinal médian.

son axe de symétrie. D'autre part, l'histoire géologique d'un certain nombre de régions montagneuses nous apprend que le phénomène de plissement est souvent précédé par la naissance d'un *géanticlinal médian* dans l'axe du géanticlinal primitif, qui se trouve alors divisé en deux géosynclinaux secondaires, caractérisés chacun par des formations bathyales, tandis que l'existence du géanticlinal médian est attestée par une étroite zone à faciès néritique (fig. 38).

Ainsi, dans les Alpes occidentales, deux larges zones de Lias à faciès vaseux sont séparées par une zone étroite, la « zone du Briançonnais » où dominent des faciès coralligènes et des brèches.

On pourrait aussi assimiler l'océan Atlantique tout entier à un immense géosynclinal en voie de dédoublement, la crête axiale (v. plus haut, p. 30) correspondant au géanticlinal médian.

Dans d'autres cas, cependant, la direction des plissements ne coïncide pas exactement avec celle de l'axe du géosynclinal primitif. Les lignes qui délimitent les divers faciès coupent alors obliquement la direction des plis.

Quoique certaines régions aient fonctionné comme des géosynclinaux pour ainsi dire pendant toute la durée des temps géologiques, nous aurons souvent lieu de nous demander, dans la suite de cet

ouvrage, si les géosynclinaux ne font que se rétrécir graduellement, leurs axes conservant la même situation sur la sphère terrestre, ou bien si leurs axes se déplacent d'une période à la suivante.

Ainsi les fosses disposées en chapelet dans les mers intérieures le long des plissements alpins, depuis la Méditerranée occidentale jusque dans l'archipel Malais, ainsi que dans l'arc des Antilles et dans l'intérieur des guirlandes de l'Asie orientale (v. fig. 5), pourraient bien être les derniers vestiges de l'ancien géosynclinal, autrefois beaucoup plus large. On a pensé aussi que le déplacement

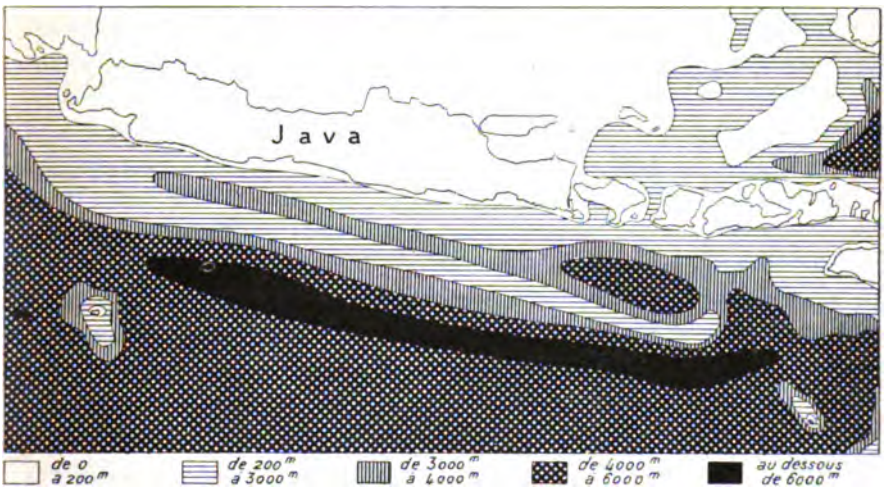


Fig. 39. — Les fosses de la Sonde, géosynclinal dédoublé par un géanticlinal médian (d'après A. Supan).

de l'axe avait toujours lieu dans une direction déterminée, de telle sorte que, à chaque période, le géosynclinal, ou, en d'autres termes, la mer profonde, était situé immédiatement en avant de la chaîne formée au cours de la période précédente. La distribution des grandes fosses périphériques des océans actuels parle peut-être en faveur de cette manière de voir. Dans le cas du Pacifique, les fosses abyssales, on l'a vu dans un chapitre précédent, se trouvent situées sur le bord même des chaînes de montagnes qui se dressent sur le bord des continents. Comme les chaînes circumpacifiques datent de la fin de l'ère Tertiaire, les fosses peuvent être assimilées à des géosynclinaux refoulés sur le bord de ces chaînes[1]. Dans tous les cas, leurs axes semblent bien parallèles à la direction des plissements

1. A. Supan, II, 3, p. 181.

du pourtour du Pacifique. De même, sur le bord de l'océan Indien, les deux fosses parallèles de la Sonde (4 480 et 7 000 m), mises tout récemment en évidence par A. Supan [13], constituent, au sud de la chaîne tertiaire de l'île de Java, deux géosynclinaux séparés par une crête (2 000 m), véritable géanticlinal médian, qui prolonge la chaîne extérieure de l'archipel Malais (fig. 39). Enfin, le golfe Persique formerait, lui aussi avec une profondeur bien moindre, un géosynclinal situé immédiatement en avant des chaînes plissées de l'arc Iranien.

Situation des géosynclinaux par rapport aux masses continentales. — Les auteurs américains, auxquels est due la notion des géosynclinaux, ont toujours pris comme point de départ de leurs théories orogéniques l'idée fondamentale que les chaînes de montagnes se forment sur le bord des océans et que les continents s'accroissent par adjonction de chaînes nouvelles, de plus en plus récentes. Dans cette hypothèse, les géosynclinaux prendraient naissance à la limite des continents et des océans, les sédiments qui s'y accumulent seraient exclusivement littoraux et la zone d'affaiblissement, où s'opère la sédimentation intensive, serait séparée de la haute mer par un simple bourrelet.

Si l'on n'envisageait que les faits que nous venons de signaler sur le pourtour de l'océan Pacifique, cette interprétation pourrait, à première vue, sembler fondée, mais en réalité elle ne répond pas à une loi générale; au contraire, loin de prendre naissance sur le bord des océans, les géosynclinaux sont toujours situés entre deux masses continentales et constituent des zones essentiellement mobiles, comprises entre deux masses relativement stables. Il suffira de quelques exemples pour s'en convaincre.

La plus gigantesque chaîne de montagnes du Globe, l'Himalaya, correspond à un vaste géosynclinal, où les sédiments atteignent d'immenses épaisseurs. Ni au Paléozoïque, ni au Secondaire les dépôts n'y présentent un caractère littoral et, à aucun moment, cette région ne s'est trouvée sur le bord d'un grand océan. Le géosynclinal Himalayen a toujours été limité au sud par une région stable, l'Inde péninsulaire, fragment d'un ancien continent beaucoup plus étendu. De même, les chaînes de l'Europe centrale, prises dans leur ensemble, sont situées, comme on le verra plus tard, entre les chaînes plus anciennes de l'Europe septentrionale et l'ancien continent Africain. Ici, comme en Asie, les conditions que suppose la théorie des géologues américains ne se trouvent donc pas réalisées. Il en

sera de même si nous envisageons les chaînes de l'Europe centrale dans le détail. Les Pyrénées sont comme écrasées entre le Massif Central de la France et la Meseta Ibérique; l'Atlas est de même pincé entre le continent Africain et la chaîne cristalline de la côte, aujourd'hui en partie effondrée sous la Méditerranée.

En Amérique même, les Appalaches se sont formés sur l'emplacement d'un géosynclinal, limité au sud-est et au nord-ouest par des massifs très anciens, le « Piedmont Plateau » et le massif Algonkien.

Le continent Africain est séparé de Madagascar, reste d'un ancien continent aujourd'hui morcelé, par le détroit de Mozambique, qui existait depuis l'époque Jurassique et qui peut être assimilé à un géosynclinal.

Le géosynclinal Circumpacifique ne peut dès lors plus être cité comme un exemple à l'appui d'une loi générale; il constitue plutôt une exception, au moins apparente, dont la raison d'être devra être recherchée plus loin.

Les aires continentales anciennes. — En dehors des géosynclinaux, avec leurs énormes épaisseurs de formations bathyales, on rencontre de vastes surfaces où prédominent les formations néritiques ou continentales, avec des épaisseurs en général bien moindres, avec de nombreuses lacunes dans la série des dépôts. Alors que les terrains déposés dans les géosynclinaux sont fortement plissés, ceux des autres régions sont restés horizontaux ou n'ont subi que de faibles ondulations. Ces régions très étendues, situées en dehors des géosynclinaux, sont les *aires continentales* [12]. Elles n'ont été envahies que temporairement par les eaux marines, ou ne l'ont été que sur les bords, comme les masses continentales actuelles, dont le « seuil » est recouvert par des eaux d'une profondeur inférieure à 200 m environ.

Les limites des aires continentales anciennes s'éloignent considérablement de celles des continents actuels, elles sont constituées par les géosynclinaux qui séparent les différentes unités continentales les unes des autres. En nous basant sur les données relatives à la distribution des géosynclinaux de l'époque Secondaire, que nous venons d'exposer sommairement, nous pouvons reconnaître l'existence, à l'époque Secondaire, des aires continentales suivantes (fig. 36) :

1° continent Nordatlantique;

2° continent Sudatlantique ou Africano-Brésilien;

3° continent Sino-Sibérien;

4° continent Australo-Indo-Malgache;

5° continent Pacifique.

Ce dernier est entièrement hypothétique, trois autres ne sont plus représentés que par des fragments, un seul, le continent Sino-Sibérien, subsiste encore dans son intégrité, agrandi même par l'adjonction de chaînes tertiaires et d'éléments étrangers.

Il est évident que les *preuves* de l'existence de ces cinq masses continentales ne pourront être données que dans la partie de cet ouvrage consacrée aux périodes géologiques. Il ne peut être question, pour le moment, que de définir sommairement chacune de ces unités, afin de bien préciser les éléments de l'un des grands problèmes dont la Géologie historique doit chercher la solution. On verra plus tard que les cinq aires continentales de l'époque Secondaire existaient déjà à une époque beaucoup plus reculée, bien qu'avec une étendue moindre. Pour ceux d'entre eux tout au moins dont l'histoire géologique commence à être connue dans ses grandes lignes, on pourra démontrer qu'ils se sont accrus graduellement par la formation, sur leur pourtour, d'une succession de chaînes de montagnes concentriques. On assistera ensuite, postérieurement à l'ère Secondaire, à leur morcellement.

Le *continent Nordatlantique* comprenait les parties anciennes de l'Amérique du Nord, c'est-à-dire tout le continent actuel, à l'exception des plissements tertiaires de l'Ouest; puis le Grœnland, le Spitzberg et la terre François-Joseph; enfin, l'Europe septentrionale, c'est-à-dire les îles Britanniques, le massif Finno-Scandinave et la plate-forme Russe. Ces fragments ont dû former, au moins temporairement, une masse unique, limitée, à l'ouest, par le géosynclinal de la Cordillère nordaméricaine; au sud, en Amérique, par le géosynclinal des Antilles, en Europe par la dépression alpine ou méditerranéenne, qui rejoignait probablement les Antilles, au travers de l'Atlantique. Au nord, le continent confinait certainement à un océan, situé sur l'emplacement de l'océan Boréal actuel. A l'est de la plate-forme Russe un géosynclinal existait pendant les temps paléozoïques dans l'Oural. Les plissements de cette chaîne sont bien antérieurs à ceux des Alpes, mais un bras de mer situé sur leur emplacement a continué, à diverses époques et jusqu'au milieu de l'ère Tertiaire, à séparer l'Europe de l'Asie.

Le *continent Africano-Brésilien* comprenait l'Amérique du Sud, à l'exception de la région andine, l'Afrique, à l'exception de l'Atlas, et l'Arabie. Les deux continents actuels étaient certainement réunis en une masse unique, au moins jusque vers le milieu de la période Crétacée. Le géosynclinal des Andes limitait à l'ouest, celui des

Alpes limitait au nord cette aire continentale. Un chenal, correspondant au détroit de Mozambique actuel, la séparait de Madagascar. Quant à son extension vers le sud, on en est réduit à des hypothèses basées sur la présence de dépôts crétacés marins dans la colonie du Cap.

Le *continent Sino-Sibérien* résulte, comme on le verra plus tard, de la soudure de plusieurs noyaux anciens en une masse unique, qui n'a été entamée que sur ses bords par les mers secondaires et tertiaires. Le noyau sibérien, situé au nord d'Irkoutsk, et le noyau « sinien », du Nord de la Chine, sont tous deux d'âge antécambrien. Les plissements du Laos et du Cambodge, ceux de la Chine méridionale et de Bornéo, qui datent de la fin de l'ère Paléozoïque, ont élargi ensuite le continent vers le sud-est. Les géosynclinaux sur l'emplacement desquels ont pris naissance les plissements alpins (arc Iranien, Himalaya, arc Malais, Philippines, Japon, etc.) délimitent ce vieux continent au sud et à l'est.

Le *continent Australo-Indo-Malgache* était une masse très étendue, dont le centre correspondait à peu près au centre de l'océan Indien actuel et dont l'Australie, l'Inde péninsulaire et Madagascar sont aujourd'hui les principaux vestiges. Les arguments qui militent en faveur de l'ancienne réunion de ces trois masses sont surtout d'ordre zoogéographique, ainsi qu'on l'a vu dans un chapitre précédent; l'étude du système Permien nous en fournira d'autres qui sont d'ordre géologique et paléobotanique. Le morcellement du continent remonte probablement à une date assez reculée, mais les Seychelles granitiques et les Mascareignes, qui sont encore réunies aujourd'hui entres elles par un seuil sous-marin, devaient faire corps avec Madagascar à une date relativement récente.

La limite occidentale de ce continent est le détroit de Mozambique, dont l'existence date probablement du début des temps secondaires[1]. Au nord le géosynclinal sur l'emplacement duquel se formèrent l'arc Iranien, l'Himalaya et l'arc Malais le sépare du continent Sino-Sibérien, tandis que le géosynclinal passant par la Nouvelle-Calédonie et la Nouvelle-Zélande le délimitait à l'est. Il est tout à fait impossible de dire jusqu'où il s'étendait vers le sud, et s'il n'était pas relié jadis aux terres antarctiques de Wilkes et d'Enderby.

Le *continent Pacifique* est purement hypothétique, mais l'existence

1. Le détroit de Mozambique, par sa situation et à cause de son ancienneté, peut être assimilé à un géosynclinal, d'une nature exceptionnelle il est vrai, car aucune chaîne de montagnes n'a pris naissance sur son emplacement. Cette anomalie trouvera son explication dans la suite.

d'un géosynclinal circumpacifique, dans lequel les conditions de sédimentation étaient les mêmes que dans les géosynclinaux d'Europe et d'Asie, rend très vraisemblable l'ancienne existence d'une masse continentale sur l'emplacement de l'océan actuel. Huxley et G. Baur l'ont admise en se basant sur des considérations zoogéographiques. Neumayr a considéré les îles de la Polynésie comme des restes d'un continent très ancien, qui s'était déjà affaissé sous les eaux avant l'époque Jurassique. Les Marquises, constituées en partie par du granite et du gneiss, devraient être envisagées comme telles et il en serait de même, d'après Wichmann, pour beaucoup d'autres îles du Pacifique, dont le soubassement ancien serait aujourd'hui recouvert par des roches volcaniques ou par des récifs coralliens.

Le Pacifique — comme il a été dit plus haut — est d'ailleurs loin de former la vaste dépression concave que l'on se représente à tort; même si l'on fait abstraction de la courbure de la Terre, son profil est convexe, comme celui d'un continent (fig. 7, *a*). On peut se figurer que son fond n'est autre chose qu'une masse continentale, temporairement affaissée sous les eaux. Alors s'explique aisément l'existence des fosses périphériques.

Différents auteurs nient, il est vrai, de la manière la plus énergique l'existence de cet ancien continent. Pour Koken « la permanence de l'océan Pacifique depuis les temps les plus reculés est un fait avec lequel la Géologie est obligée de compter ». Frech professe la même opinion. Nous conclurons à la fin de cet ouvrage.

---

1. — James D. Dana. On the Origin of Continents. *Amer. Journ. of Science*, 2d ser., III, p. 94-100, 1847.

2. — Id. On American Geological History. *Ibid.*, 2d ser., XXII, p. 305-334, 1856.

3. — Id. On the Plan of Development in the Geological History of North America. *Ibid.*, 2d ser., XXII, p. 335-349, pl. II, 1856.

4. — James Hall. Natural History of New-York, Palæontology, vol. III, p. 70. Albany, 1859.

5. — Joseph Le Comte. A Theory of the Formation of the great Features of the Earth's Surface. *Amer. Journ. of Science*, 3d ser., IV, p. 345-355, 460-472, 7 fig., 1872.

6. — James D. Dana. On some Results of the Earth's Contraction from coaling, including a discussion of the Origin of Mountains, and the nature of the Earth's Interior. *Ibid.*, 3d ser., V, p. 423-443, VI, p. 6-14, 161-172, 1873.

7. — Edward Hull. On Iso-diametric Lines, as means of representing the Distribution of Sedimentary Clay and Sandy Strata, as distinguished from Calcareous Strata, with special reference to Carboniferous Rocks of Britain. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XVIII, p. 127-146, pl. VII, 1862.

8. — EDUARD SUESS. Die Entstehung der Alpen. 1 vol. in-8°, 168 p. Vienne, 1875.

9. — ÉMILE HAUG. Les Chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'étude géologique des Alpes Françaises. *Bull. Serv. Carte géol.*, III, n° 21, 197 p., 20 fig., 4 pl., 1891.

10. — ID. L'origine des Préalpes Romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 3e pér., XXXII, p. 154-173, 1894.

11. — MARCEL BERTRAND. Structure des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires. *VIe Congr. géol. intern. C. R.*, p. 163-177, 1897.

12. — ÉMILE HAUG. Les géosynclinaux et les aires continentales, contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XXVIII, p. 617-711, 3 fig., 1900.

13. — A. SUPAN. Die Sundagräben. *Peterm. Mitt.*, LIII, p. 70-71, pl. VI, 1907.

V. aussi : 0,3; 0,4; 0,8; 0,22; I, 3.

CHAPITRE XIII

LE MÉTAMORPHISME

Caractères généraux des roches métamorphiques et principaux types. — Conditions générales du métamorphisme. — Géothermie. — Relations du granite avec les roches encaissantes.

Dès 1797, Hutton reconnaissait que certaines roches, constituées principalement ou exclusivement par des éléments cristallins, ne sont autre chose que des roches sédimentaires transformées par l'action de la chaleur et de la pression. Ch. Lyell leur donnait en 1825 le nom de *roches métamorphiques* et appelait *métamorphisme* l'ensemble des phénomènes qui avaient donné lieu à leur transformation.

Caractères généraux des roches métamorphiques et principaux types. — Comme les roches sédimentaires, les roches métamorphiques sont généralement stratifiées; elles sont plus ou moins cristallines et l'on observe souvent tous les passages entre les roches entièrement composées d'éléments cristallisés et celles qui n'en renferment qu'une certaine proportion, puis entre celles-ci et des roches sédimentaires intactes. En général, dans une succession de roches métamorphiques, les roches les plus métamorphisées se trouvent à la base de la série et l'on passe graduellement vers le haut à des roches moins métamorphiques, pour passer insensiblement à des roches sédimentaires intactes, qui occupent le sommet de la succession. Dans certains cas, on observe cependant des alternances répétées de roches métamorphiques et de roches sédimentaires non transformées.

Les séries métamorphiques sont souvent appelées *schistes cristallins* ou *formations cristallophylliennes*, à cause de la prédominance du caractère schisteux des strates et malgré la présence fréquente d'intercalations calcaires, dolomitiques ou quartzeuses, où la stratifi-

cation disparaît d'une manière plus ou moins complète. On envisageait autrefois les terrains cristallophylliens comme les terrains les plus anciennement formés à la surface du Globe et on leur donnait, pour cette raison, le nom de *terrain primitif*. On sait aujourd'hui qu'ils sont le résultat du métamorphisme de terrains sédimentaires d'âges très divers, surtout paléozoïques, mais quelquefois mésozoïques, comme par exemple en Californie, peut-être même cénozoïques.

Il ne saurait y avoir aucun doute à cet égard. On a, en effet, observé fréquemment dans des schistes cristallins des intercalations de véritables conglomérats, composés de galets roulés empruntés à des terrains plus anciens, sédimentaires, éruptifs ou métamorphiques. De tels conglomérats ont été signalés en Suède (Törnebohm) et en Norvège (H. Reusch); à Obermittweida en Saxe (Sauer); en Finlande (Sederholm); dans les Alpes occidentales (Golliez, Termier); à Cannes (Potier), etc.

De grandes lentilles calcaires sont souvent intercalées au milieu de la série cristallophyllienne; elles ne diffèrent que par la présence de minéraux spéciaux d'intercalations de même genre que l'on rencontre dans les schistes fossilifères de la série Paléozoïque.

Les schistes cristallins alternent souvent avec des schistes argileux, calcaires ou carburés, ou avec des grès dont l'origine sédimentaire est inconstestable.

Enfin, on a même découvert, au milieu de schistes extrêmement cristallins, des fossiles plus ou moins bien conservés (Norvège, Valais).

D'autre part, les séries cristallophylliennes passent souvent d'une manière tout à fait insensible vers le haut à des dépôts dont le caractère sédimentaire n'est pas douteux. La cristallinité augmente graduellement à mesure que l'on descend dans la série.

Les schistes les moins modifiés, qui se trouvent d'ordinaire au sommet d'une série métamorphique, diffèrent des schistes purement sédimentaires et formés exclusivement d'éléments détritiques (quartz, feldspath, mica, ciment argileux) par la présence de petites lamelles cristallines de chlorite ou de séricite extrêmement abondantes, surtout sur les feuillets des schistes, auxquels elles donnent un aspect satiné. Ce sont les *chloritoschistes* et les *schistes à séricite* (« talcschistes » des anciens auteurs). Lorsque les schistes sont très calcaires, il s'y développe des cristaux de grenat (*schistes grenatifères*).

Les calcaires prennent un aspect cristallin, les fossiles disparaissent ou deviennent méconnaissables, il se forme dans toute leur masse

une grande quantité de cristaux d'albite, presque toujours microscopiques. Charles Lory a observé cette albitisation sur de nombreux calcaires triasiques, liasiques ou même tertiaires des Alpes françaises. Souvent encore les calcaires deviennent grenatifères.

Si l'on s'éloigne davantage des sédiments non métamorphisés, on constate que les schistes deviennent très riches en mica, dont les feuillets entremêlés forment des lits continus, parallèles aux strates primitives. Les débris de quartz s'arrondissent et se nourrissent, le ciment argileux disparaît, de même que les autres éléments détritiques. La roche, entièrement cristalline, prend le nom de *micaschiste*. Localement se développent des cristaux de silicates d'alumine, andalousite, disthène, staurotide (schistes à andalousite, schistes maclifères, etc.). D'autres fois, le mica est remplacé par de l'amphibole hornblende ou par de l'actinote ; on est alors en présence de *schistes à amphibole*, ou, lorsque l'amphibole est tout à fait prédominante, d'*amphibolites*.

A une plus grande distance encore des schistes non métamorphisés, des cristaux de feldspath orthose ou oligoclase viennent s'adjoindre aux éléments des micaschistes, de manière à constituer une roche connue sous le nom de *gneiss*. Le mica y forme généralement des lits continus, par quoi se manifeste la schistosité. Les grains de quartz et les cristaux de feldspath sont quelquefois mélangés sans ordre, mais très souvent le feldspath forme également des lits réguliers, dans lesquels les cristaux, orientés dans un même plan, peuvent présenter, sur une section perpendiculaire au plan de schistosité, une disposition en chapelet, les autres éléments venant se mouler autour de chacun d'eux. On appelle ces gneiss *gneiss rubanés* ou *gneiss œillés*. Les gneiss présentent des variétés nombreuses, que l'on trouvera décrites dans les traités de Pétrographie. Ils sont riches en éléments accessoires. Ils admettent fréquemment, comme les micaschistes, des intercalations d'amphibolites en lits réguliers ou de calcaires en grandes masses lenticulaires. Ces calcaires sont très cristallins et renferment en grand nombre des cristaux de grenat ou de mica, ils reçoivent alors le nom de *cipolins*.

Dans les *gneiss granitoïdes* la schistosité s'atténue considérablement et ne se traduit plus que par l'orientation uniforme des micas, qui ne constituent plus de lits continus. Il existe une série de passages insensibles entre les gneiss granitoïdes et les vrais granites. Le *granite* est formé des mêmes éléments caractéristiques que le gneiss. Plusieurs auteurs l'envisagent, probablement avec raison, comme le terme ultime du métamorphisme, et il convient peut-être

d'attribuer la même origine aux roches granitoïdes basiques, à la *syénite*, à la *diorite*, au *gabbro*, etc.

Dans les granites, tous les minéraux composants sont à gros grains, visibles à l'œil nu, assez généralement développés dans tous les sens, sauf parfois de grands cristaux d'orthose, qui prêtent à la roche une fausse apparence porphyroïde. Il y a absence totale de pâte et *a fortiori* de restant vitreux, mais on peut néanmoins distinguer assez nettement deux temps de consolidation successifs : 1° des cristaux plus anciens, en partie brisés ou corrodés, d'apatite, zircon, sphène, de biotite, de bisilicates, d'oligoclase, d'orthose; 2° une nouvelle poussée cristalline servant de ciment aux éléments précédents et généralement composée d'orthose et de quartz, parfois associés au mica blanc. Les granites sont donc caractérisés par l'état *xénomorphe* des éléments de seconde consolidation.

Dans les *granulites*, par contre, ces éléments sont en partie *automorphes* : le quartz y adopte le plus souvent des formes indépendantes, bipyramidées. Le mica blanc y prédomine et l'on y rencontre fréquemment aussi de la tourmaline.

Dans les *pegmatites*, finalement, le quartz et le feldspath ont cristallisé simultanément, produisant une structure dite graphique.

Il est probable du reste que les granulites et les pegmatites ont une origine toute différente de celles des vrais granites.

Dans les roches granitoïdes acides le quartz et le mica blanc sont, en général, les derniers éléments cristallisés. Certains auteurs supposent que le quartz pourrait avoir été développé par voie secondaire, à très basse température, après formation d'un magma principalement feldspathique.

Les roches granitoïdes basiques sont dépourvues de quartz, les feldspaths tricliniques y remplacent l'orthose et les éléments noirs sont constitués par du mica noir, de la hornblende, de l'augite, des pyroxènes rhombiques.

Toutes ces roches non stratifiées *granitoïdes* ont aussi été réunies sous les dénominations de roches *plutoniennes* ou *abyssales*. La question de leur origine peut être traitée en même temps que celle des roches cristallophylliennes.

Conditions générales du métamorphisme. — On peut faire tout d'abord une constatation première, qui est d'une importance capitale, en raison des conclusions que nous en tirerons, c'est que *le métamorphisme affecte à peu près exclusivement des séries sédimentaires d'une très grande épaisseur*. C'est dire qu'il est lié à la présence

des géosynclinaux. Ce sont presque toujours les grandes masses de sédiments accumulées dans les géosynclinaux qui sont transformées en roches métamorphiques et la transformation porte surtout sur les parties profondes de la série. Le métamorphisme est donc un phénomène de profondeur. Exceptionnellement, toutefois, on rencontre des roches sédimentaires de la surface, peu épaisses, déposées dans des eaux peu profondes, qui sont métamorphisées au contact de roches volcaniques. Dans ces cas il s'agit presque toujours d'une simple cuisson de la roche et le métamorphisme ne s'étend qu'à une faible distance alentour de la roche éruptive. C'est le *métamorphisme de contact.*

Les représentants de l'ancienne école plutonienne attribuaient, à l'exemple d'Hutton, à la seule action de la chaleur centrale la transformation des roches sédimentaires en roches cristallines. Ils supposaient une fusion complète des sédiments, suivie de cristallisation. Cependant aucun élément fondu ne se rencontre dans les roches métamorphiques. Certains cristaux renferment des inclusions liquides, dont la présence est inconciliable avec l'intervention de températures extrêmement élevées. De plus si, après avoir amené par voie sèche à l'état de fusion une roche métamorphique, on laisse refroidir la masse, on obtient un verre siliceux et non une roche cristalline. Nous verrons d'ailleurs que les roches qui résultent de la solidification de masses en fusion possèdent une structure toute différente de celle des roches métamorphiques.

Une autre école, qui compte encore aujourd'hui de nombreux adeptes, attribue aux actions mécaniques un rôle prépondérant dans la formation des schistes cristallins. Elle admet que, par le simple jeu des forces qui donnent naissance aux plissements, c'est-à-dire uniquement par l'écrasement, le laminage, des schistes argileux peuvent se transformer en schistes cristallins, des roches granitoïdes, en véritables gneiss.

On a appelé *dynamo-métamorphisme* l'ensemble de ces phénomènes.

Nous verrons plus tard que les modifications produites sur les roches par l'action des mouvements orogéniques sont souvent très intenses, mais qu'elles sont en général d'ordre purement mécanique et ne portent pas sur la composition minéralogique des roches, qui peuvent avoir subi des dislocations très intenses sans présenter la moindre trace de métamorphisme.

Il s'est aussi trouvé des géologues qui ont soutenu la théorie que les schistes cristallins et les roches granitoïdes résultent de

la transformation de roches sédimentaires par voie aqueuse, sans aucune intervention de pressions ou de températures élevées. On sait, il est vrai, que les eaux qui circulent dans les couches superficielles de l'écorce terrestre donnent lieu à de nombreuses modifications chimiques dans les roches qu'elles traversent. Mais ces modifications, auxquelles nous consacrerons plus loin un chapitre spécial, sont d'une tout autre nature, elles ne donnent jamais naissance, dans des roches qui ne renfermaient que des éléments détritiques, à des silicates cristallisés; ce sont des phénomènes d'hydratation, d'oxydation, de cimentation, de décalcification, etc., qui n'ont rien à voir avec le métamorphisme. On les a réunis sous la dénomination de phénomènes de *métasomatose.*

Donc ni la température, ni la pression, ni la circulation de l'eau liquide ne peuvent, *en agissant seuls*, donner lieu à des phénomènes de métamorphisme, mais l'action combinée de ces trois agents, ou, en d'autres termes, l'action de l'eau sous pression, à haute température, en particulier en présence des alcalis, rend parfaitement compte de la formation des roches cristallophylliennes, voire de certaines roches granitoïdes, aux dépens des roches sédimentaires. C'est à Scheerer [6], de Christiania, que revient incontestablement le mérite d'avoir le premier, dès 1847, démontré l'action concomitante de la température, de la pression et de l'eau dans les phénomènes de métamorphisme. Plus tard, Daubrée [10] montrait, par des expériences synthétiques mémorables, l'action qu'exerce la vapeur d'eau sous pression sur les silicates : dissolution, formation de nouvelles combinaisons, cristallisation bien au-dessous du point de fusion.

Les trois conditions nécessaires pour expliquer les phénomènes de métamorphisme se trouvent réalisées dans les régions profondes des géosynclinaux.

L'eau existe dans tous les sédiments, on peut même dire dans toutes les roches, elle s'infiltre à de grandes profondeurs, nous verrons plus tard dans quelles conditions.

La pression est fonction de l'épaisseur des sédiments accumulés et de leur densité. L'énorme puissance des couches empilées dans certains géosynclinaux indique suffisamment quelles pressions doivent subir les dépôts les plus anciennement formés.

La température est aussi très élevée dans le fond des géosynclinaux, mais elle n'atteint qu'exceptionnellement le point de fusion des roches silicatées.

Il est nécessaire d'en donner la démonstration.

Géothermie. — Les variations saisonnières de la température ne se font pas sentir dans le sol au delà d'une certaine profondeur, variable d'ailleurs suivant la latitude. Ainsi, un thermomètre placé dans les caves de l'Observatoire de Paris, à 28 m de profondeur, marque depuis 1783 la température constante de 11°8.

Si l'on s'enfonce davantage dans le sol, on constate qu'à partir de la zone à température constante, la température va en augmentant avec la profondeur. Des observations faites dans des mines, en prenant les températures non dans l'air des galeries, mais dans la roche même, montrent que cette augmentation suit une progression régulière. On a appelé *degré géothermique* la profondeur dont on s'enfonce verticalement pour observer une augmentation de température de 1° centigrade.

On a constaté, dans les diverses mines, d'assez grandes variations dans le degré géothermique, suivant la plus ou moins grande conductibilité de la roche, suivant que l'on traverse ou non des filons métallifères, suivant que l'on se trouve ou non dans le voisinage de roches volcaniques. Dans les mines métalliques, le degré géothermique est en moyenne de 41 m. Dans les mines de houille, il est généralement inférieur à ce chiffre de plus de moitié, car les terrains traversés sont moins bons conducteurs de la chaleur. Dans les régions volcaniques le degré géothermique est aussi très peu élevé, mais, dans ce cas là, c'est la chaleur, emmagasinée dans les roches depuis les dernières éruptions, qui détermine une augmentation beaucoup plus rapide de la température, allant par exemple jusqu'à 6° par 100 m dans un sondage de 1 200 m fait aux environs de Riom (Michel-Lévy).

Les observations de température des eaux jaillissantes des puits artésiens donnent des résultats assez concordants, elles permettent d'assigner au degré géothermique une valeur moyenne de 31 m. Le puits artésien de Grenelle possède une profondeur de 548 m et l'eau y jaillit à une température de 28°. On peut inversement déduire de la température d'une source thermale la profondeur de sa nappe d'origine.

Des mesures de température particulièrement précises ont pu être faites lors du sondage de Sperenberg, près de Berlin. Le facteur conductibilité se trouvait éliminé; car, dans ce sondage de 1 273 m de profondeur, on est resté constamment dans une masse homogène de sel gemme. La moyenne des observations donne un degré géothermique de 33,7 m. Dans le sondage de Schladebach, dans la province de Saxe, qui a atteint 1 748 m de profondeur, le chiffre

obtenu a été un peu supérieur, 35,70 m. Dans celui de Paruschowitz, dans la Haute-Silésie, qui a été poussé, en 1893, un peu au delà de 2 000 m, on a observé une température de 69°3 et on a calculé un degré géothermique moyen de 34,1 m.

Dans tous ces sondages on a constaté un accroissement régulier de la température avec la profondeur; cependant il semble que la valeur du degré géothermique augmente aussi très légèrement avec la profondeur et que, dans tous les cas, elle ne diminue jamais. En faisant abstraction des irrégularités toujours peu considérables et en prenant 33 m comme degré géothermique moyen, on peut évaluer à un minimum de 150° la température qui règne à 5 000 m de profondeur et on peut conclure à l'existence d'une température d'au moins 2 000°, suffisante pour maintenir à l'état de fusion toutes les roches connues, dès la profondeur de 66 km. insignifiante par rapport à la longueur du rayon terrestre. Il existe donc dans l'intérieur du Globe une source propre de chaleur et la diminution de la température vers la surface est due au rayonnement de la terre vers l'espace céleste. Ce n'est que plus loin que nous pourrons discuter utilement la question de savoir si le noyau central est fluide et si la croûte solide possède réellement l'épaisseur tout à fait minime que lui assignent les données géothermiques.

Appliquons maintenant ces mêmes données aux géosynclinaux.

Nous savons que la température du fond des mers est réglée par la circulation océanique, elle n'est nullement influencée par une source de chaleur située en profondeur. Il est donc à peu près certain que la température augmente aussi régulièrement vers le centre de la terre, à partir du fond des océans, qu'elle le fait sur les continents, à partir de la zone de température constante. Si nous appelons *isogéothermes* les surfaces de l'intérieur de la terre qui possèdent la même température, il est manifeste que ces isogéothermes sont grossièrement parallèles à la surface de la lithosphère. Toutefois ils sont plus espacés dans les régions polaires, plus rapprochés dans les régions équatoriales; ils subissent, de plus, une certaine dépression sous les massifs montagneux élevés [1], en raison de la basse température qui règne aux hautes altitudes (fig. 40).

1. Les observations faites à l'occasion du percement des grands tunnels alpins montrent que, sous les montagnes, la température en un point donné dépend non de sa profondeur absolue, mais de sa plus courte distance à la surface du terrain. Lors des travaux du Saint Gothard, le maximum de température de la roche a été de 30°8, celle de l'air de 35°. Le percement du Simplon a montré de plus que le degré géothermique est plus élevé dans les couches redressées que dans les couches horizontales, accusant, du fait seul des dislocations, des variations allant de 30 à 60 m.

Si dans un géosynclinal les sédiments s'accumulent sans cesse, tandis que la profondeur de la mer reste constante, il arrivera que les sédiments le plus anciennement formés plongeront dans des zones de température de plus en plus élevée, comme le montre la fig. 41. Une accumulation de sédiments de 1 000 mètres amènera une élévation de

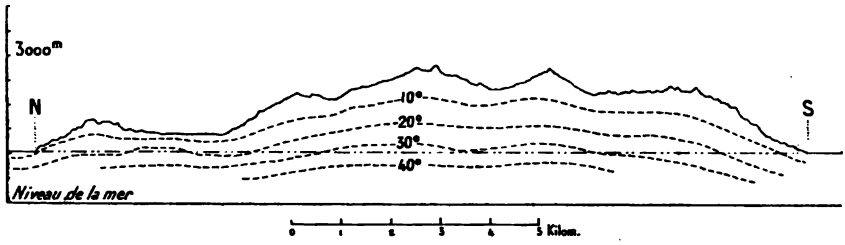


Fig. 40. — Isogéothermes dans le massif traversé par le tunnel du Saint-Gothard (d'après Alb. Heim).

température de l'ancien fond de la mer de 30° environ, et comme les accumulations de 10 000 m ne sont pas un fait exceptionnel dans les géosynclinaux, les premiers sédiments formés seront ainsi amenés graduellement à une température de 300°.

On peut d'ailleurs aussi supposer que le fond primitif du bassin reste fixe et que les sédiments s'accumulent, de manière à combler totalement la dépression.

Dans ce cas, les isogéothermes s'élèveront graduellement, de manière à former, non plus des surfaces concaves, mais des surfaces

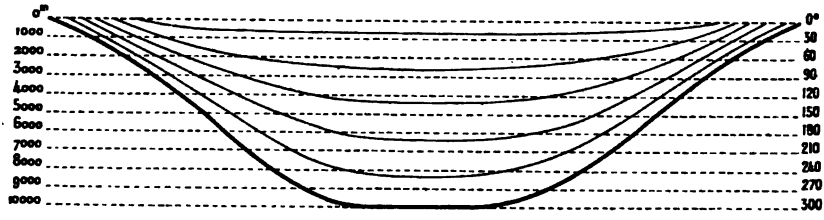


Fig. 41. — Plongée des couches d'un géosynclinal dans des régions à température de plus en plus élevée.

planes et les sédiments déposés à l'origine se trouveront portés à une température qui sera fonction de l'épaisseur du comblement. C'est de cette manière que Babbage [1] et Herschell [2] expliquaient l'élévation de température que peut subir l'ancien fond d'un bassin. Ils croyaient cette élévation suffisante soit pour entraîner une dilatation des couches, suivie de mouvements du sol, soit pour donner lieu à la formation de roches métamorphiques.

Il résulte dans tous les cas de ce qui précède que dans les géosynclinaux l'épaisseur des sédiments accumulés est assez considérable pour que l'on soit en droit d'admettre que les couches les plus profondes sont soumises à des températures de plusieurs centaines de degrés. Ces températures sont certainement suffisantes pour expliquer, concurremment avec la pression et l'eau, les phénomènes de métamorphisme.

Dans certains cas extrêmes, les températures étaient peut-être assez élevées pour amener à l'état de fusion ignée les silicates les plus difficilement fusibles.

Relations du granite avec les roches encaissantes. — Hutton avait émis dès la fin du XVIIIe siècle l'opinion que le granite résulte de la fusion de roches détritiques sous l'action de la température élevée qui règne, sous les océans, dans les profondeurs de la Terre [I, 2]. Cette manière d'envisager le granite comme une roche métamorphique fut conservée par les premiers auteurs qui substituèrent à l'hypothèse de l'origine ignée du granite celle de la formation de cette roche par voie hydrothermale, par Scheerer [6], par Virlet d'Aoust [3, 5, 7], par Delesse [8]. Ce dernier résumait en 1862 dans les termes suivants son point de vue : « Les roches plutoniques se sont formées aux dépens des roches métamorphiques, et elles représentent le maximum d'intensité ou le terme extrême du métamorphisme général ».

Ces idées sur l'origine métamorphique du granite, tout en faisant leur chemin en Amérique (Sterry-Hunt [14], Dana, Le Conte), ne trouvèrent que peu d'écho en Europe. Le granite y était et y est encore envisagé par un grand nombre de géologues soit comme la première croûte solide formée à la surface du Globe, soit comme une véritable roche éruptive, et les gneiss sont considérés, sous l'empire des théories dynamométamorphiques, soit comme des granites laminés (Rosenbusch), soit également comme le résultat d'une première consolidation (J. Roth), ou encore comme des sédiments d'origine chimique, formés dans des conditions spéciales (Gümbel).

Il importe donc d'étudier d'un peu plus près les relations des granites avec les roches encaissantes.

Partout où le granite apparaît à la surface de la Terre nous avons des preuves qu'il était autrefois recouvert par d'épaisses couches de terrains sédimentaires et que ces terrains ont été enlevés ultérieurement par des phénomènes d'érosion. Le granite se rencontre soit dans des régions où, comme dans les Alpes, les terrains ont subi

des dislocations intenses, de telle sorte que les granites et les schistes cristallins forment des massifs anticlinaux bien individualisés, souvent d'une grande altitude; soit dans le fond de vallées qui entament profondément les chaînes de montagnes; soit dans des pays qui ont été plus ou moins complètement nivelés par les agents atmosphériques et transformés en pénéplaines.

Dans ce dernier cas en particulier, le granite affleure sous la forme de surfaces circulaires ou elliptiques au milieu de régions schisteuses, représentant la section horizontale de *culots*, d'autant plus étendus que le pays est plus profondément dénudé. C'est surtout vers leur sommet que ces culots émettent des digitations, des *apo-*

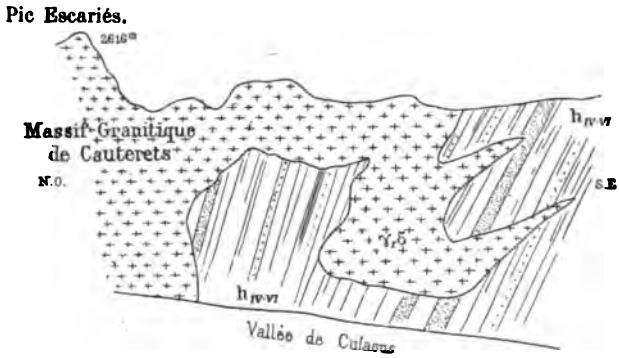


Fig. 42. — Apophyse du granite amphibolique ($\gamma_1\delta$) de Cauterets dans les schistes et calcaires du Carbonifère inférieur (d'après A. Bresson).

physes, simples ou ramifiées, souvent tortueuses, qui pénètrent dans les couches encaissantes (fig. 42). Il est évident que, pour former ces digitations, le granite devait se trouver au moins à l'état pâteux, mais il est à remarquer que, dans certains cas, les formations sédimentaires environnantes ne présentent aucune trace de métamorphisme [1]. Il semblerait donc que la masse pâteuse, déjà considérablement refroidie, ait été poussée par des actions mécaniques dans les fissures de la roche encaissante.

En tous cas les exemples de granites pénétrant dans des formations sédimentaires sans y apporter le moindre métamorphisme sont tout à fait exceptionnels. En général les roches encaissantes sont considérablement modifiées, aussi bien au contact des apophyses granitiques que sur tout le pourtour des culots.

Les affleurements de granite sont entourés par des auréoles concentriques de roches métamorphiques, qui accusent un métamor-

1. P. Termier. *Sur le granite du Pelvoux*. C. R. Ac. Sc., CXXIV, p. 317-320.

phisme décroissant à mesure que l'on s'éloigne de la roche cristalline. C'est ainsi que Rosenbusch [12] a distingué dans la région

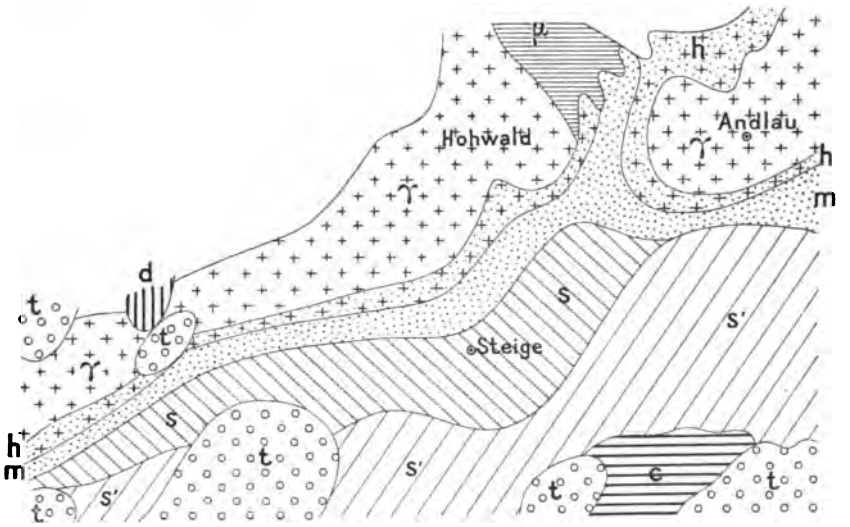


Fig. 43. — Carte schématique de la région des contacts du granite du Hohwald avec les schistes de Steige (d'après H. Rosenbusch).

γ, granite; h, hornfels à andalousite; m, micachistes noduleux et schistes argileux tachetés; s, schistes de Steige; s', schistes de Villé; d, Dévonien; c, Carbonifère; t, Trias; μ, microgranulite.

d'Andlau (Alsace) les zones suivantes au contact du granite qui traverse les schistes de Steige (fig. 43, 44) :

1° Zone des cornéennes à andalousite (*Andalusithornfels*) caractérisée par la disparition de la schistosité et de la matière charbonneuse et par la présence de cristaux d'andalousite très abondants, mais souvent microscopiques;

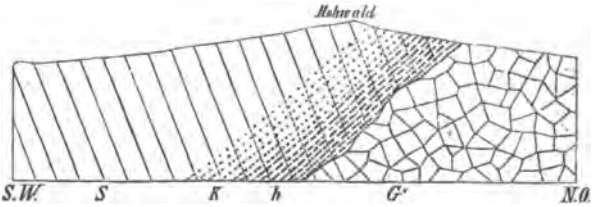


Fig. 44. — Coupe du contact du granite du Hohwald (Alsace) et des schistes de Steige (d'après H. Rosenbusch).

S, schistes de Steige; *G*, granite; *K*, Knotenthonschiefer et Knotenglimmerschiefer; *h*, Hornfels.

2° Zone des micaschistes noduleux (*Knotenglimmerschiefer*), caractérisée par la cristallinité de toute la masse, par la substitution du mica noir à la chlorite, par la présence de petits cristaux de staurotide et par l'existence de nodules foncés à peine modifiés;

3° Zone des schistes argileux noduleux et tachetés (*Knotenthonschiefer*), caractérisée par la localisation du pigment de la roche sous la forme de taches foncées sur un fond décoloré, qui ne diffère que fort peu du schiste intact, auquel cette zone passe insensiblement.

Des analyses nombreuses d'échantillons prélevés dans chacune de ces zones ont donné à Rosenbusch une constance remarquable dans la composition chimique; tout au plus la zone la plus métamorphisée a-t-elle perdu une certaine quantité d'eau et de matière charbonneuse. Il n'y a eu aucun apport de substances minérales au voisinage du granite, et les roches des trois zones métamorphiques ne diffèrent du schiste non métamorphisé que par des transformations moléculaires.

Les auréoles d'Andlau sont devenues l'exemple classique du métamorphisme de contact; beaucoup d'auteurs ont décrit après Rosenbusch des séries analogues. Ainsi, dans l'Erzgebirge, dans le Harz, en certains points des Pyrénées, on observe également un métamorphisme s'étendant seulement à des auréoles de contact et sans aucun apport de substances nouvelles. Les syénites, certaines diabases, les gabbros donnent lieu à des actions métamorphiques tout à fait analogues. L'analogie est grande entre ces modifications, produites par les roches granitoïdes, et les phénomènes que l'on observe au contact de certaines roches incontestablement éruptives. La différence réside surtout dans l'intensité; dans l'un et dans l'autre cas, il s'agit manifestement d'actions calorifiques dues au voisinage d'une masse à l'état pâteux.

L'analogie est encore plus grande lorsque la roche encaissante est un calcaire. Soit dans le cas d'un granite ou d'une autre roche granitoïde, soit dans le cas d'une roche volcanique, il y a formation, dans la masse du calcaire, de silicates calciques, tels que grenats, vésuvienne, wollastonite, etc. L'apport de silice, qui se substitue partiellement à l'acide carbonique, est alors incontestable.

Tous ces faits semblent bien venir à l'appui de l'assimilation des roches granitoïdes à des roches éruptives. Aussi beaucoup de pétrographes ne voient-ils entre les diverses roches cristallines endogènes que des différences résultant de la consolidation tantôt profonde, abyssique, tantôt superficielle, dans le cas des roches volcaniques d'épanchement. Les unes et les autres proviendraient d'un même magma fluide initial.

Toutefois nous avons vu plus haut les difficultés qui s'opposent à l'hypothèse d'une origine ignée du granite, et d'autres faits vont nous

montrer que les auréoles de contact ne sont pas les seules transformations produites au voisinage des masses granitiques.

Et tout d'abord il existe des régions nombreuses où la nature des contacts diffère essentiellement du schéma donné par Rosenbusch.

Ainsi on rencontre souvent au contact des granites et des granulites un grand développement de cristaux de tourmaline, ou de topaze, ou de micas fluorés, indiquant l'apport, dans la roche encaissante, d'acide borique, d'acide fluorhydrique, substances auxquelles Élie de Beaumont a attribué avec raison un rôle *minéralisateur*. Nous reviendrons sur ce phénomène à propos des gîtes métallifères, en particulier des gîtes d'étain, presque toujours en relation avec des filons de pegmatite.

Il existe encore au contact des granites des apports d'une autre nature, dont la portée théorique est considérable.

Au contact même du granite et des roches encaissantes Michel-Lévy [13, 16, 19], Barrois [15], Lacroix [22] et d'autres ont observé une zone étroite, dans laquelle il s'est développé des cristaux nombreux de feldspath, visibles même à l'œil nu. On ne peut contester, dans cette zone feldspathique, un apport d'alcalis, soude ou potasse, suivant les cas. Et c'est dans cette zone, qui n'atteint souvent que quelques mètres d'épaisseur, que l'on retrouve la plupart des roches cristallophylliennes : micaschistes, gneiss, amphibolites, leptynolithes (schistes micacés feldspathiques). Elle s'étend et gagne en importance à mesure que l'érosion nous permet d'observer les racines des appareils granitiques à une plus grande profondeur. On atteint ainsi peu à peu des niveaux où se développent, sur de grandes étendues, des schistes feldspathisés qui ne diffèrent en rien de gneiss. *Le métamorphisme de contact se confond peu à peu en profondeur avec le métamorphisme général* (Michel-Lévy).

Le développement des feldspaths se fait tantôt par *imbibition*, sans que la structure de la roche se trouve notablement modifiée; tantôt par *injection* du granite lui-même entre les feuillets du schiste. Ces phénomènes ont été maintes fois décrits par Michel-Lévy, dans le Plateau Central, dans le massif du Mont-Blanc, dans le Cotentin [19], par Barrois, en Bretagne [15], par Lacroix, dans l'Ariège [22].

Les gneiss ne seraient autre chose que des schistes feldspathisés sur de très grandes étendues au voisinage de masses granitiques, auxquelles on les voit passer insensiblement. Les amphibolites correspondraient à des bancs de calcaires intercalés dans les schistes.

Ce mode de métamorphisme semble caractériser les régions les plus profondes des géosynclinaux.

Les actions métamorphiques exercées au contact ou au voisinage du granite peuvent être qualifiées d'*exomorphes*, par opposition aux actions *endomorphes*, comprenant les modifications qui se produisent dans le granite lui-même, lorsqu'il traverse des roches d'une composition déterminée. Michel-Lévy a montré depuis longtemps [13] que les granites deviennent basiques au contact des calcaires, se chargent de hornblende, et perdent du quartz. Lacroix a donné plus récemment, dans ses beaux mémoires sur le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact [22], des exemples nombreux de ces actions métamorphiques endomorphes. Au contact des calcaires paléo-

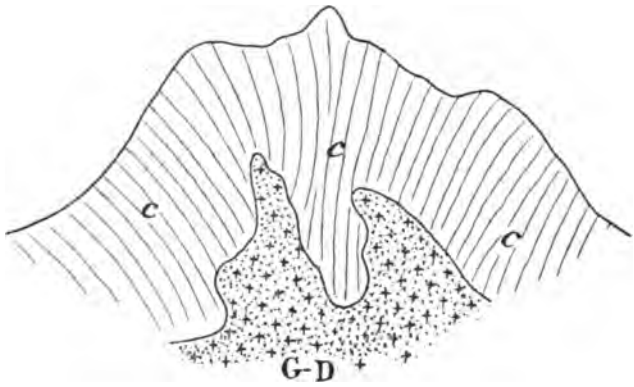


Fig. 45. — Granite à hornblende passant à de la diorite (G-D) par assimilation de couches calcaires (*c*), qui alternent avec des lits minces de cornéennes et de grenatites. Haute vallée de Laurenti, Ariège (d'après A. Lacroix).

zoïques de la Haute-Ariège, le granite présente de remarquables transformations de composition minéralogique, qui deviennent plus intenses encore lorsque, par suite de l'assimilation des assises schisteuses environnantes, des bandes calcaires importantes se trouvent aujourd'hui isolées au milieu du granite. Sur toute la bordure de celles-ci, la roche éruptive encaissante n'est plus du granite normal, mais du granite à hornblende, de la diorite, avec ou sans quartz (fig. 45); là où la continuité des calcaires englobés a été interrompue, on voit apparaître des roches plus basiques encore, des norites avec ou sans olivine, des hornblendites (hornblende et biotite) et enfin des péridotites à hornblende.

Dans les culots granitiques sans zone feldspathique au contact, tels que ceux décrits par Rosenbusch, on n'observe rien d'analogue, de sorte que les pétrographes de l'école allemande ont été conduits à nier l'influence des roches encaissantes sur la composition du magma granitique.

Mais il y a plus. Les granites renferment souvent en plus ou moins grande quantité des *enclaves* de roches de composition différente de celle de la masse. Il ne faut pas les confondre avec les *ségrégations* acides ou basiques que présentent souvent les roches granitoïdes et qui renferment les mêmes minéraux que la masse de la roche, bien qu'en proportion différente. Les enclaves proprement dites sont des fragments de roches étrangères à la masse ; Lacroix les qualifie d'*énallogènes*, par opposition aux enclaves *homœogènes*, qui présentent avec la roche englobante une plus ou moins grande analogie de composition minéralogique et d'origine.

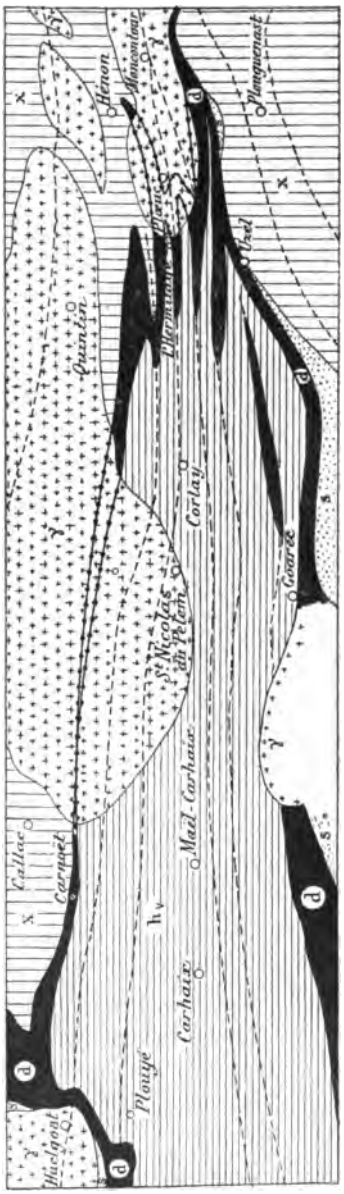


Fig. 46. — Mode d'intrusion des massifs granitiques de Quintin et de Moncontour (Côtes-du-Nord) dans le bassin carbonifère de Corlay (d'après Ch. Barrois). Échelle de 1/1 000 000e.

Les enclaves des granites de Vire ont été reconnues dès 1845 par Virlet d'Aoust [5] comme des fragments de schistes englobés. On peut les observer en grand nombre, de préférence après une forte pluie, à la surface des trottoirs de Paris. La schistosité y est encore nettement visible, quelquefois elles restent orientées comme les schistes voisins. Il y a souvent absorption partielle des enclaves sur leurs bords et passage insensible à la masse granitique. On y rencontre tous les minéraux de contact de la zone feldspathique. Les enclaves sont donc manifestement des frag-

ments non assimilés ou incomplètement digérés de la roche qui se trouvait primitivement sur l'emplacement du granite. Les grès résistent davantage que les schistes à l'absorption, et Barrois a constaté. dans les environs de Brest, que des couches de grès métamorphisés persistent au milieu du granite après assimilation plus ou moins complète par celui-ci des schistes avec lesquels ils étaient originellement interstratifiés (fig. 46, 47).

Michel-Lévy a tiré de l'ensemble de ces faits la conclusion que le granite est susceptible de se faire sa place sans grand dérangement des strates qu'il traverse, par assimilation lente et partielle des roches auxquelles il se substitue [19]. La proximité de la roche éruptive

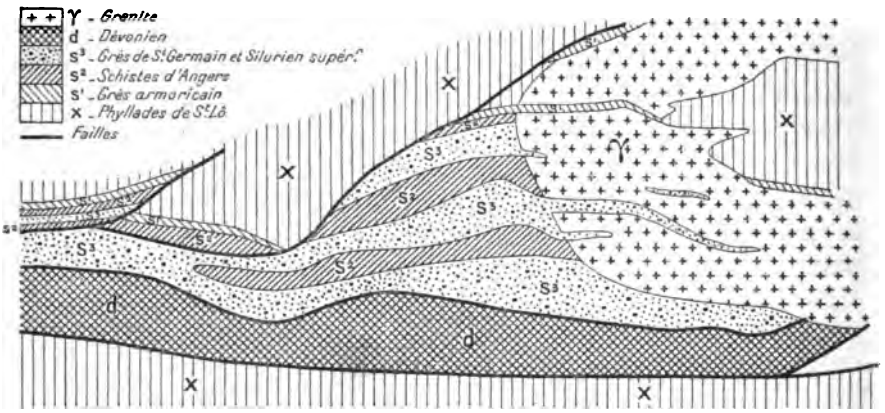


Fig. 47. — Carte schématique du massif de Caulnes (Côtes-du-Nord), montrant la digestion des schistes siluriens et la persistance des bandes gréseuses dans le granite (d'après Ch. Barrois).

aurait amené une surélévation des courbes isothermiques dans les régions très profondes des schistes et une circulation intense des minéralisateurs (probablement alcalins).

Lacroix pense que, au niveau des contacts de la Haute-Ariège, le magma granitique était au bout de son ascension, car il n'y a pas eu brassage des parties endomorphisées avec de nouvelles parties, de composition normale, venant de la profondeur [22].

Sans vouloir nier la possibilité de l'ascension du magma granitique, qui est au contraire très vraisemblable dans certaines conditions, on peut se demander s'il est vraiment nécessaire d'admettre, dans tous les cas, l'existence d'un magma venant de la profondeur. La formation graduelle du géosynclinal suffit, comme on l'a vu plus haut, pour expliquer l'élévation de la température et de la pres-

sion et l'action plus intense des minéralisateurs. Si l'on suppose une descente graduelle du fond du géosynclinal dans des régions de plus en plus profondes, on peut admettre que les couches sédimentaires plongées dans des zones isogéothermiques à température croissante (fig. 48) se trouvent finalement dans des conditions de température et de pression telles que l'action des minéralisateurs suffira pour les transformer totalement ou partiellement en magma granitique. Après le refroidissement, les roches sédimentaires se trouveront remplacées, suivant leur nature, par du granite ou par d'autres roches granitoïdes. Latéralement, et par conséquent, comme le montre la figure 48, à une profondeur moindre, les mêmes couches seront injectées par le magma granitique ou imprégnées, grâce à l'action

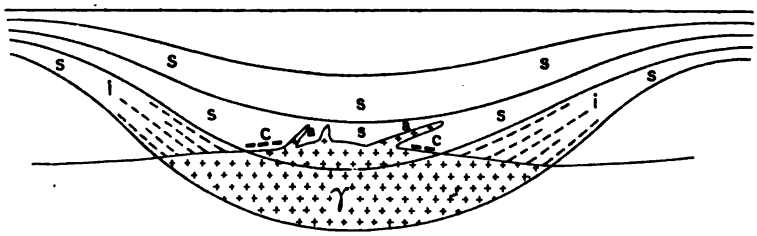


Fig. 48. — Coupe schématique expliquant la transformation du fond d'un géosynclinal constitué par des schistes (s) en granite (γ), avec imprégnation latérale (i), formation d'auréoles de contact (c) et d'apophyses (a) à des profondeurs moindres.

des minéralisateurs, plus facile suivant les plans de stratification. Dans les parties plus élevées de la zone transformée en granite, ces mêmes phénomènes se produiront sur une largeur moindre et, finalement, à une hauteur plus considérable encore, ou, en d'autres termes, à une profondeur plus faible, l'apport des minéralisateurs sera juste suffisant pour donner naissance à un magma granitique et il sera impuissant à modifier la composition chimique des auréoles du contact.

Ce n'est qu'exceptionnellement, et probablement sous l'action de poussées orogéniques, que certaines parties du magma granitique, encore plastique, mais déjà sensiblement refroidi, pourront se trouver pressées dans des vides préexistants et amenés par une ascension verticale dans les régions superficielles de l'écorce terrestre. Dans ces cas, les phénomènes de contact seront toujours très peu développés. Baltzer [24] a fait connaître, dans le massif de l'Aar, en Suisse, un exemple assez probant de ce mode d'ascension.

On peut fort bien concevoir la montée verticale de fluides minéra-

lisateurs, la filtration de vapeurs au travers des couches de la lithosphère, mais il faut des fissures préexistantes et des poussées d'une nature particulière, dont les causes seront recherchées plus loin, pour expliquer l'ascension d'un magma fondu. Rien ne montre que, dans la généralité des cas, le granite se soit ainsi élevé à la manière d'une roche volcanique.

L'ascension des minéralisateurs est également favorisée par la présence de fentes préexistantes, et nous en aurons des preuves nombreuses lorsque nous étudierons les formations filoniennes, mais il semble aussi qu'elle est possible par simple filtration dans des couches non fissurées. Termier [25] a expliqué ainsi les intercalations de roches cristallines basiques (gabbros, péridotites, amphibolites et micaschistes chloritisées) au milieu de l'immense série des Schistes Lustrés mésozoïques des Alpes du Piémont. Nulle part il n'existe de *cheminée* permettant d'admettre l'ascension d'un magma fondu. Les « roches vertes » constituent des lentilles interstratifiées, formées tout autour des colonnes filtrantes, dans le plan des couches et de façon très inégale suivant leur perméabilité. Leur nature dépendait uniquement des pertes subies, en chaque point, par la colonne filtrante.

En somme, comme nous le disions plus haut, le métamorphisme se réduit à l'action des minéralisateurs, facilitée par des pressions et des températures élevées. Les principaux minéralisateurs semblent être les suivants : la silice, l'eau, les alcalis (et autres bases : magnésie, oxyde de fer, etc.), principes capables de former le quartz, les feldspaths; puis l'acide borique et des composés fluorés et chlorés, qui ont dû intervenir dans la formation de la tourmaline et des micas.

Tandis que les sédiments amenés par le jeu des géosynclinaux aux plus grandes profondeurs sont sans doute entièrement fondus et transformés en un magma igné, ceux qui atteignent des isogéothermes correspondant à des températures moins élevées sont complètement imprégnés par des minéralisateurs, agissant sous pression et à une température qui atteignait probablement encore plusieurs centaines de degrés. L'origine de ces minéralisateurs doit être probablement cherchée dans les masses fluides sous-jacentes.

Les couches les plus fortement imprégnées sont transformées, suivant leur nature, en granite ou en roches granitoïdes basiques. Plus haut l'imprégnation des schistes a lieu lit par lit et le développement des feldspaths crée des gneiss, tandis que les calcaires deviennent cristallins et se chargent de silicates calciques. Plus haut encore, les vapeurs minéralisantes traversent les strates par filtration et déve-

loppent dans leur masse une cristallinité générale et localement des amas lenticulaires de roches cristallines non stratifiées.

Souvent l'action des eaux d'infiltration superficielle vient modifier la composition des minéraux formés par le métamorphisme général, ou encore le passage de roches volcaniques détermine une cuisson locale, ou, enfin, c'est l'action mécanique des mouvements orogéniques qui vient se surajouter à celle des agents du métamorphisme. Il est souvent difficile de faire la part des modifications qui sont imputables à chacune de ces causes; nous nous efforcerons, dans des chapitres ultérieurs, de définir les divers agents qui viennent quelquefois masquer le jeu normal du métamorphisme[1].

---

1. — TH. BABBAGE. Observations on the Temple of Serapis at Pozzuoli, near Naples; with Remarks on Certain Causes which may produce Geological Cycles of great Extent. *Proc. Geol. Soc. of London*, II, p. 72-76, 1834.

2. — Sir JOHN F.-W. HERSCHELL. On Phenomena connected with the interior Temperature of the Earth. *Ibid.*, p. 548-551, 596-598, 1837-1838.

3. — VIRLET. Question de la transmutation des roches. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1re sér., VIII, p. 306-308, 1837.

4. — H. DE COLLEGNO. Peut-on distinguer dans la nature des roches véritablement primitives? Thèse Fac. Sc. de Paris, in-4o, 16 p., Paris, 1838.

5. — VIRLET D'AOUST. Note sur l'origine métamorphique du granite des environs de Vire (Calvados). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., III, p. 94-97, 1845.

6. — TH. SCHEERER. Discussion sur la nature plutonique du granite et des silicates qui s'y rallient (traduit de l'allemand par L. Frapolli). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., IV, p. 468-495, 1847.

7. — VIRLET D'AOUST. Observations sur le métamorphisme normal et la probabilité de la non-existence de véritables roches primitives à la surface du globe. *Ibid.*, 2e sér., IV, p. 498-505, 1847.

8. — DELESSE. Recherches sur l'origine des roches. *Ibid.*, 2e sér., XV, p. 728-782, 1858.

Réimprimé : In-8o, 74 p., Paris, 1865.

9. — E. MITSCHERLICH. Ueber die Metamorphie der Gesteine durch erhöhte Temperatur. *Abh. d. k. Akad. d. Wiss. zu Berlin*, 1865, p. 67-78.

10. — DAUBRÉE. Études et expériences synthétiques sur le métamorphisme et sur la formation des roches cristallines. *Mém. présentés par divers savants à l'Acad. des Sc.*, XVII, p. 1-126, 1862.

11. — DELESSE. Études sur le métamorphisme des roches. *Ibid.*, XVII, p. 127-220, 1862.

12. — H. ROSENBUSCH. Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. *Abh. z. geol. Specialkarte v. Els.-Lothr.*, I, no 2, 315 p., 2 pl., 1 carte, 1877.

13. — A. MICHEL-LÉVY. Note sur la formation gneissique du Morvan et com-

1. On a dû s'abstenir, dans le présent chapitre, de donner des détails sur la composition minéralogique des roches métamorphiques et sur leur structure, c'est-à-dire sur le mode d'association de leurs éléments constitutifs. On trouvera ces données dans les traités de Pétrographie, auxquels on ne peut que renvoyer le lecteur.

paraison avec quelques autres régions de même nature. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér., VII, p. 857-871, 1882.

14. — Ch. Sterry Hunt. The Origin of Cristalline Rocks, a historical and critical Review with an account of the Crenetic Hypothesis. *Trans. R. Soc. Canada*, II, 3, 67 p. 1884.

15. — Ch. Barrois. Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Annales Soc. géol. du Nord*, XII, p. 1-119, 1884.

16. — Michel Lévy. Sur l'origine des terrains cristallins primitifs. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XVI, p. 102-113, 1888.

17. — J. Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine, mit besonderer Bezugnahme auf das Sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, etc. 1 vol. gr. in-4°, 278 p., 5 pl.; atlas, 28 pl. phot. Bonn, 1884.

18. — H. Rosenbusch. Zur Auffassung des Grundgebirges. *N. Jahrb.*, 1889, II, p. 81-97.

19. — Michel Lévy. Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général. *Bull. Serv. Carte géol.*, V, n° 36, 41 p., 5 pl. 1893.

20. — W. C. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol. 1 vol. gr. in-8°, 183 p. Kristiania, 1895.

21. — J. J. Sederholm. Ueber eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finland. *Bull. Comm. géol. de la Finlande*, n° 6, 257 p., 2 cartes, 5 pl., 97 fig., 1899.

22. — A. Lacroix. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. I, II. *Bull. Serv. Carte géol.*, nos 64, 71, 68 p., 3 pl., 68 p., 3 pl., 1898, 1900.

23. — Pierre Termier. Les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. *C. R. Ac. Sc.*, CXXXIII, p. 964-966. 1901.

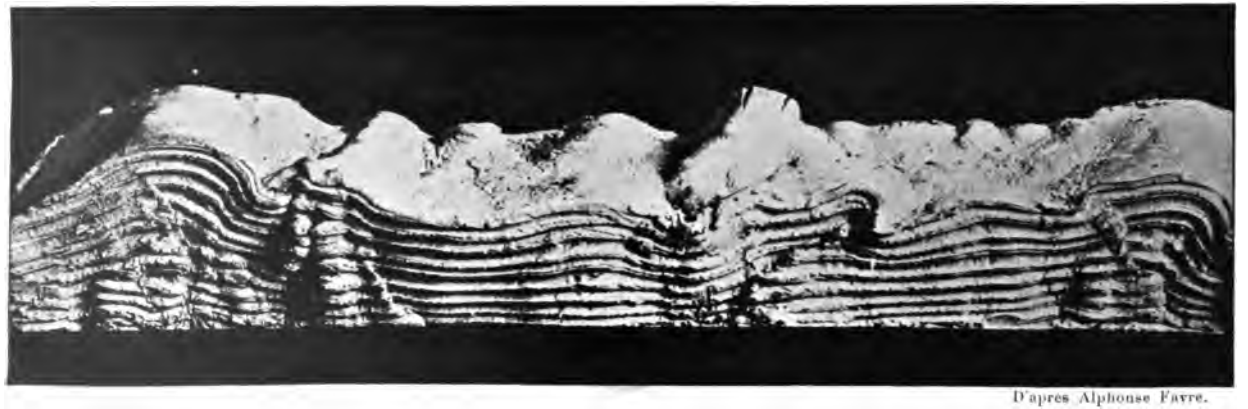
24. — A. Baltzer. Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. *N. Jahrb.*, Beil. Bd. XVI, p. 292-324, pl. XIII-XVI, 1903.

25. — Pierre Termier. Les schistes critallins des Alpes occidentales. *Congrès géol. intern. C. R. de la IXe session*, Vienne, 1903, p. 571-586.

26. — V. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. I, Allgemeiner Theil, 1 vol. in-8°, 105 p., 7 fig., 2 pl. Berlin, 1904. II, Specieller Teil, 175 p., 8 fig., 8 pl. Berlin, 1907.

27. — Ch. R. van Hise. A Treatise on Metamorphism. *Monogr. of the U. S. Geol. Surv.*, XLVII, 1286 p., 32 fig. 1904.

28. — Michel-Lévy. Sur les particularités de nature, de gisement et de métamorphisme des roches éruptives de profondeur. *Revue scientifique*, 5e sér., IV, p. 769-776. 16 déc. 1905.



D'après Alphonse Favre.

BANDES D'ARGILE COMPRIMÉES AUX 2/3 DE LEUR LONGUEUR

Reproduction expérimentale des plissements de l'écorce terrestre (expériences d'Alphonse Favre).

Cliché G. Schmitz.

ANTICLINAL DROIT
dans les schistes et grès houillers, sous la citadelle de Namur.

Cliché Paul Corbin.

SYNCLINAL DU MONT DEBOUT, PRÈS THÔNES (Haute-Savoie).
Calcaires urgoniens, avec noyau nummulitique.

CHAPITRE XIV

LES PLISSEMENTS

Le diastrophisme. — Étude des plis sur des coupes transversales. — Étude des plis dans le sens longitudinal. — Groupement de plis. — Aires de surélévation et aires d'ennoyage. — Plissements dans des masses hétérogènes. — Plissements successifs dans une même région.

Le diastrophisme. — Avec l'étude des géosynclinaux nous avons abordé une catégorie de phénomènes d'un ordre bien différent de ceux dont il avait été question précédemment. Ce sont les phénomènes de *diastrophisme*. Les géologues américains appellent ainsi l'ensemble des *dislocations* et des *déformations* qu'ont subies les couches postérieurement à leur dépôt et à leur consolidation.

Envisageant la formation d'un géosynclinal comme le début de ces phénomènes, ce sont les déformations qui lui sont consécutives, la production des *plissements* et des *fractures*, dont nous allons maintenant aborder l'étude.

Contrairement à ce que nous avons fait précédemment, lorsqu'il a été question des phénomènes de lithogénèse, nous n'emploierons pas la méthode d'observation directe, car ce n'est que d'une manière tout à fait exceptionnelle que les mouvements orogéniques se produisent sous nos yeux. Les phénomènes actuels ne peuvent ici élucider que rarement les phénomènes anciens.

Dans certains cas, la méthode expérimentale nous aidera à comprendre les mouvements orogéniques; car on a reproduit, au moyen d'expériences souvent ingénieuses, un grand nombre de types de dislocations (pl. V), mais les conditions d'expérimentation ne peuvent être les mêmes dans le laboratoire et dans la nature, de sorte qu'il convient de n'accepter les résultats obtenus qu'avec une certaine réserve.

L'étude analytique minutieuse des dislocations et déformations des couches permettra, par contre, d'arriver à des conclusions capitales

sur la nature de ces accidents; elle est rendue possible, non seulement grâce aux exploitations de mines, aux tunnels, aux tranchées ou aux carrières, mais surtout à la faveur des coupes naturelles fournies par les flancs des vallées, par les escarpements rocheux des pays de montagnes, ou par les falaises du littoral. Et nous verrons que même le simple examen de la surface du sol nous renseigne souvent d'une manière assez satisfaisante sur les allures des dislocations.

Nous étudierons successivement les *plissements* et les *fractures*, autrement dit les *mouvements tangentiels* et les *mouvements verticaux* de l'écorce terrestre [4, 6, 8; 0,22].

Étude des plis sur des coupes transversales. — La forme élémentaire du plissement est le *pli*, qui se compose d'une partie convexe ou *anticlinal* (fig. 49 *a*, A) et d'une partie concave ou *synclinal* (fig. 49 *a*, S). On envisage souvent chacune de ces deux parties comme un pli distinct, mais il vaut mieux considérer l'ensemble comme un pli unique. Dans certains cas exceptionnels, toutefois, il existe des anticlinaux très simples, non accompagnés de synclinaux, et, réciproquement, un synclinal n'est pas toujours nécesssairement accompagné d'un anticlinal. L'une et l'autre forme peuvent apparaître brusquement au milieu d'une série de couches horizontales.

Dans les formes les plus simples d'anticlinaux, aussi appelées *voûtes*, les couches plongent en sens contraire à partir du sommet (pl. VI, 1), d'où le nom (de ἄντι, contre, et κλίνω, j'incline), introduit dans la science par Buckland et Conybeare. Dans un synclinal (de σὺν, ensemble, et κλίνω), aussi appelé *auge* ou *fond de bateau*, les couches plongent, par contre, de part et d'autre vers le fond (pl. VI, 2).

On appelle *flancs* du pli, anticlinal ou synclinal, les deux côtés, plus ou moins plans, qui raccordent les parties fortement courbées ou coudées désignées sous le nom de *charnières*. On distingue une charnière anticlinale et une charnière synclinale.

Le *plan axial* est la surface, généralement plane, qui passe par les charnières de toutes les couches prenant part à la formation du pli (fig. 49 *a*, *b*, *c*, AA′, SS′). Il convient de réserver le nom d'*axe* du pli à l'intersection du plan axial, non pas avec la surface du terrain, mais avec une surface horizontale prise comme base; toutefois on appelle quelquefois aussi axe la charnière elle-même, envisagée pour une couche déterminée. Nous verrons tout à l'heure que l'axe et la charnière ne sont situés sur la même verticale que dans une certaine catégorie de plis.

On représente les plis, dans les ouvrages de Géologie, par des

coupes perpendiculaires à leur plan axial. Si une rivière court perpendiculairement à la direction d'un pli ou de plusieurs plis parallèles, les flancs de cette vallée, dite alors *transversale*, fournissent des coupes normales naturelles de ces plis. Nous nous placerons ici dans cette hypothèse et nous étudierons d'abord les différentes variétés que peuvent présenter les plis simples et les groupements de plis

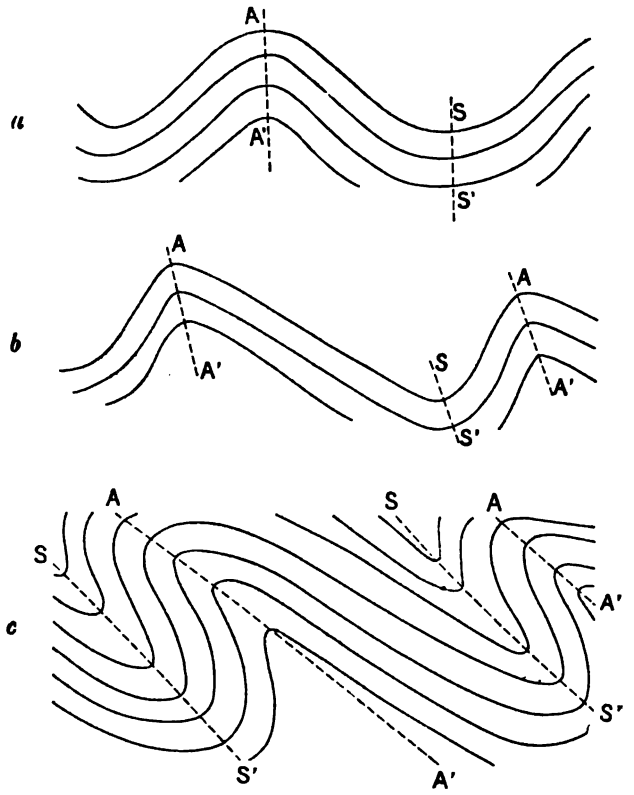


Fig. 49. — *a*, Pli droit. *b*, Plis déjetés. *c*, Plis déversés. Coupes transversales.

AA', intersections des plans axiaux des anticlinaux avec le plan de la coupe. SS', intersections des plans axiaux des synclinaux avec le plan de la coupe.

ainsi examinés en coupes, réservant pour le paragraphe suivant l'étude des plis suivis dans le sens longitudinal.

Plis simples. — Les différences que peuvent présenter les plis simples peuvent porter sur l'inclinaison des flancs, sur leur écart angulaire et sur leur épaisseur.

Des plis qui possèdent partout la même épaisseur des flancs sont dits des *plis normaux*. Lorsque le plan axial de l'un de ces plis est vertical et que les deux flancs, tout en plongeant en sens inverse,

forment le même angle avec l'horizon, on a affaire à un *pli droit* (fig. 49, *a*). Lorsque le plan axial est incliné et que les deux flancs ne présentent pas la même inclinaison, le pli est *déjeté* (fig. 49, *b*). Lorsque l'un des flancs est légèrement renversé, on dit que le pli est *déversé* (fig. 49, *c*; pl. VII, 1). Lorsque les deux flancs sont voisins de l'horizontale, le pli reçoit le nom de *pli couché* (fig. 50, *a*). Dans ce cas et dans le précédent, on appelle *flanc normal* celui qui présente une succession normale des couches, *flanc inverse* celui dans lequel les couches se présentent en succession renversée, les plus anciennes reposant sur les plus récentes. Dans un pli couché normal, on observe sur une même verticale une succession trois fois répétée des mêmes couches, soit une succession normale *a b c*, puis une succession renversée *c b a* et, enfin, une nouvelle succession normale *a b c*. Il arrive quelquefois que le pli est couché au delà de l'horizontale, il est alors dit *retourné* (fig. 50, *b*). Devant un pli appartenant à cette catégorie, pour peu que la continuité des charnières soit masquée d'une manière ou d'une autre, on hésite souvent sur l'interprétation convenable et l'on serait tenté de prendre la charnière anticlinale pour une charnière synclinale, si la succession des couches, basée sur la Stratigraphie et sur la Paléontologie, ne venait pas trancher la difficulté (fig. 50, *c*). De tels

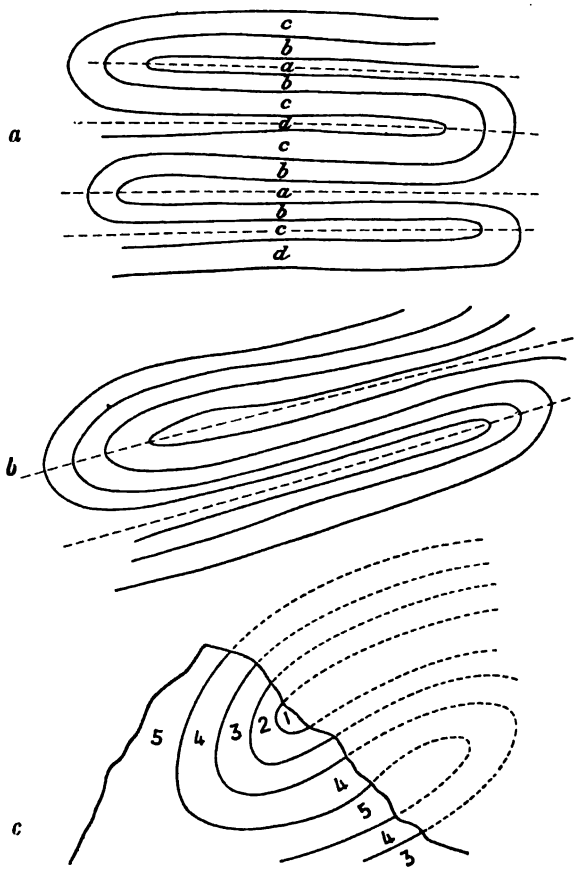


Fig. 50. — *a*, Pli couché. *b*, Pli retourné. *c*, Faux anticlinal et faux synclinal.

Cliché W. Kilian.

PLI FORTEMENT DÉVERSÉ.
Mallavallasse, près Saint-Julien (Var).
Calcaires du Jurassique supérieur renversés sur le Néocomien.

Cliché W. Kilian.

PLI-FAILLE DE SASSENAGE (Isère).
Calcaires urgoniens.

UofM

accidents ont été qualifiés de *faux anticlinaux*, de *faux synclinaux*.

Les plis déversés, les plis couchés, les plis retournés sont très fréquents dans des régions où, comme dans les Alpes, le phénomène de plissement a atteint une grande intensité.

Dans les cas habituels, les flancs des plis forment entre eux un angle ouvert, vers la profondeur chez les anticlinaux, vers la surface chez les synclinaux; mais souvent les flancs sont parallèles entre eux, on dit alors que le pli est *isoclinal* (fig. 51, *a*). Il arrive même que les flancs forment un angle ouvert vers le haut, dans le cas des anticlinaux, vers le bas, dans le cas des synclinaux. Un tel pli est dit *en éventail* (fig. 51, *b*, *c*). Sa partie centrale ou noyau est étranglée et peut, par étirement, être entièrement enfermée dans des couches plus récentes, s'il s'agit d'un anticlinal (fig. 51, *b*), plus anciennes, s'il s'agit d'un synclinal (fig. 51, *c*).

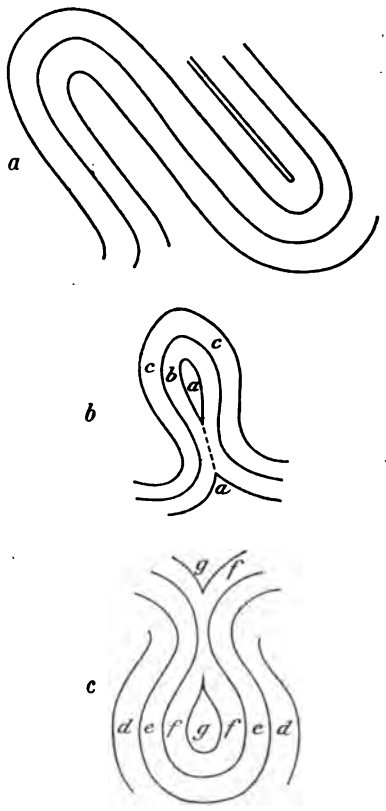


Fig. 51. — *a*, Pli isoclinal. *b*, Anticlinal en éventail avec noyau étranglé. *c*, Synclinal en éventail avec noyau étranglé.

Envisageons maintenant le cas où, par suite de poussées inégales, agissant sur des couches plus ou moins plastiques, l'un des flancs peut-être *étiré*, laminé (fig. 52). C'est ce qui arrive surtout dans les plis déversés ou couchés, et c'est le plus souvent le flanc inverse qui subit cet amincissement. Il semble alors qu'il y ait afflux de matière dans la région de la charnière et dans le flanc normal.

L'étirement peut aller jusqu'à la suppression complète du flanc laminé, et cette suppression peut être due, dans certains cas, à une rupture brusque suivant un plan plus ou moins parallèle au plan axial du pli. Un tel pli, dépourvu de flanc inverse, est désigné sous le nom de *pli-faille* (fig. 52; pl. VII, 2). Pour raccorder les couches qui constituent la charnière anticlinale avec celles de la charnière synclinale, il faudrait les rapprocher par la pensée en les déplaçant

en arrière suivant le plan d'étirement ou de rupture, en opérant un mouvement en sens inverse de celui qui était résulté de la poussée.

Dans le cas des plis couchés, le déplacement horizontal suivant la surface d'étirement ou de rupture est souvent particulièrement

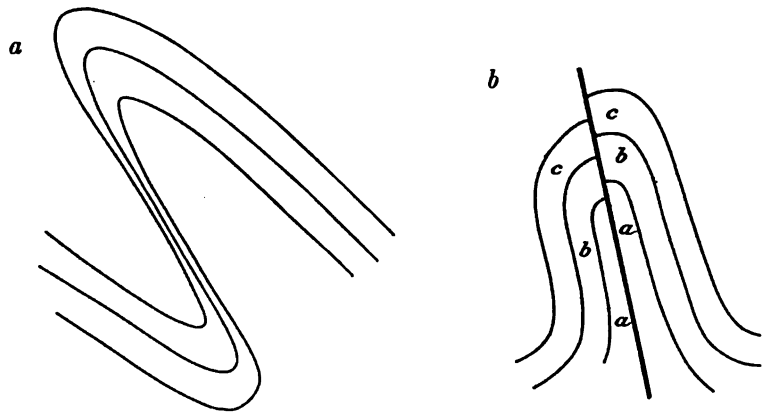


Fig. 52. — *a*, Pli avec flanc inverse étiré. *b*, Pli-faille.

intense; l'une des moitiés du pli est poussée bien plus en avant que l'autre. On dit alors qu'il y a *chevauchement* ou *charriage* (fig. 53) et l'on observe un *recouvrement* de la série constituant le flanc normal du synclinal par la même série du flanc normal de l'anticlinal, d'où il résulte une répétition des mêmes couches en succession normale : *a b c d, a b c* (fig. 53). Ces superpositions anormales ont lieu quelquefois sur de très grandes étendues, et l'on a évalué, dans quelques cas, le déplacement horizontal résultant du charriage à 30 ou 50 km, voire davantage, jusqu'à 130 km en Suède.

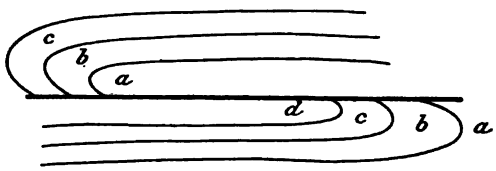


Fig. 53. — Chevauchement ou charriage.

La première constatation de pareils phénomènes est due à Escher de la Linth, qui observa la superposition de couches jurassiques et crétacées à des couches tertiaires sur de vastes surfaces dans les Alpes de Glaris, dans une région qui depuis a fait l'objet d'études magistrales de la part d'Albert Heim [4]. La généralité des mouvements de charriage dans les chaînes de montagnes fut ensuite établie par Marcel Bertrand [7].

Groupements de plis. — Il est rare qu'une région montagneuse soit

constituée par un pli unique, de sorte que les coupes transversales qui traversent une partie étendue de la chaîne montrent presque toutes une succession de plis juxtaposés. Ce sont les divers modes de groupement de ces plis que nous devons maintenant passer en revue.

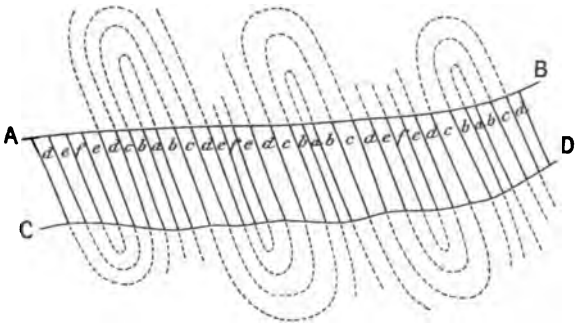


Fig. 54. — Régime isoclinal.

Les parties en traits pleins entre les deux lignes AB et CD sont seules accessibles à l'observation directe. Les charnières, figurées en pointillé sont reconstituées.

Dans certaines chaînes on observe principalement des plis droits, régulièrement disposés l'un à côté de l'autre et présentant souvent une largeur et une hauteur assez constantes. Ce type de plissement est prédominant dans une grande partie de la chaîne du Jura, aussi peut-on l'appeler le *type jurassien* (fig. 2).

D'autres fois, les plis déversés prédominent et, dans une même chaîne, le déversement a lieu uniformément dans le même sens. L'ensemble est alors dissymétrique et cette dissymétrie, ainsi que l'a établi Suess [0,22], caractérise un grand nombre de chaînes plissées. L'Apennin est un des exemples les moins discutés de chaîne dissymétrique.

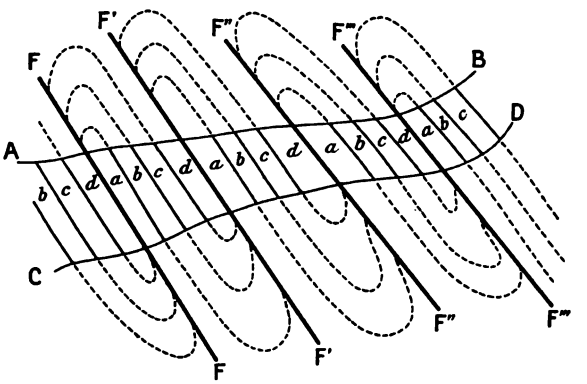


Fig. 55. — Régime imbriqué.

FF, F'F', F''F'', F'''F''', Plis-failles. Les parties comprises entre AB et CD sont seules accessibles à l'observation directe.

Il arrive souvent que le plongement des couches est très régulier, la plupart des plis étant isoclinaux. Dans ces régions à *régime isoclinal*, les charnières anticlinales peuvent être détruites par les actions atmosphériques, tandis que les charnières synclinales resteront cachées dans la profondeur, au-dessous du niveau de la vallée; on se trouvera alors très embarrassé devant une succession de cou-

ches plongeant dans le même sens et se répétant, de manière à présenter des alternances de séries normales et de séries inverses, telles que *a b c d e f*, *f e d c b a*, *a b c d e f*, *f e d c b a*, etc. (fig. 54). La Stratigraphie, aidée de la Paléontologie, permettra seule d'établir quelles sont, dans la succession, les couches les plus anciennes, formant des anticlinaux, quelles sont les plus récentes, formant des synclinaux, et de compléter la coupe, en dehors de la région observée, par des pointillés, représentant les charnières.

Il arrive aussi très fréquemment que, dans une série de plis déversés dans le même sens, tous les flancs inverses sont étirés, de telle sorte que l'on se trouve en présence d'une succession plusieurs fois répétée de séries normales, *a b c d*, *a b c d*, *a b c d*, etc., mises en contact par un

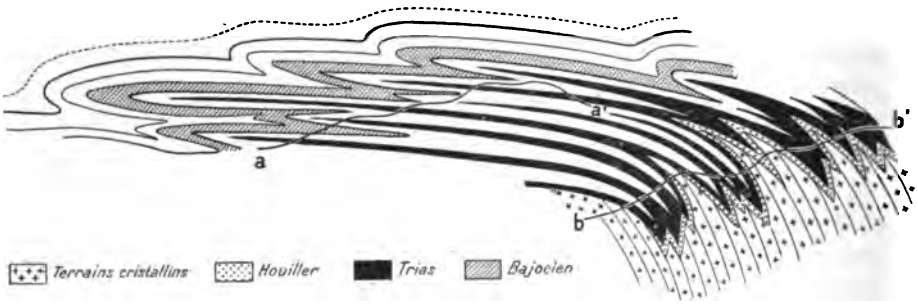


Fig. 56. — Empilement de plis couchés du mont Joli, près Saint-Gervais-les-Bains (Haute-Savoie). Les charnières anticlinales ont toutes été enlevées par l'érosion au-dessus de la ligne aa'. Dans la coupe bb', les racines droites sont seules conservées (d'après M. Bertrand et É. Ritter).

pli-faille (fig. 55). On dit alors que la région plissée présente une structure *en écailles* ou un *régime imbriqué*. C'est Bittner qui, le premier, a décrit une pareille disposition dans les Alpes de la Basse-Autriche.

On peut aussi avoir affaire à des *empilements de plis couchés*, tous couchés dans le même sens, comme ceux dont Marcel Bertrand et É. Ritter ont reconnu l'existence au mont Joli, près Saint-Gervais (Haute-Savoie) (fig. 56). Ici les plis ont des *racines droites*, constituées par des couches verticales ou légèrement déversées, dans le voisinage des charnières synclinales, tandis que les flancs des plis superposés sont horizontaux ou voûtés et que les charnières anticlinales peuvent même former des plis retournés.

Enfin, les plis couchés empilés peuvent être privés, par étirement, de leur flanc inverse, de sorte que l'on se trouve en présence de *nappes de charriage superposées*. Ce régime a été reconnu par Maurice Lugeon et par l'auteur dans le massif de Sulens, en Savoie, et il est

réalisé sur une plus vaste échelle dans une grande partie des Alpes Suisses (fig. 57), comme l'a établi Lugeon [11].

Quoique la plupart des chaînes de montagnes soient dissymétriques, il arrive quelquefois que le déversement des plis s'effectue en sens inverse sur les deux versants, de part et d'autre d'un axe médian, qui coïncide quelquefois avec l'axe orographique. On dit alors que la chaîne est disposée en *éventail composé* (fig. 58). Les deux flancs de cet éventail peuvent être imbriqués. On a souvent donné comme l'un des exemples les plus typiques d'une telle structure les Alpes occidentales, où les plis du versant français sont déversés vers la France, ceux du versant italien vers l'Italie, la zone houillère du Briançonnais constituant l'axe médian.

D'autres fois le déversement a lieu, de part et d'autre, vers un axe de symétrie, on a affaire alors à un *éventail composé inverse*. Cette disposition des plis est moins fréquente qu'on ne l'avait cru à un moment donné, mais on observe cependant localement deux plis qui se font face, c'est-à-dire que la concavité de leurs charnières anticlinales est tournée suivant deux directions opposées (fig. 59).

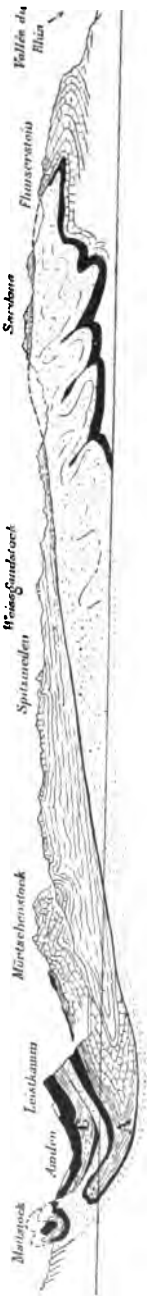


Fig. 57. — Coupe transversale des Alpes de Glaris, montrant la superposition de deux nappes de charriage (A et C) résultant de l'étirement du flanc inverse de deux plis couchés (d'après M. Lugeon). Échelle : 1/250 000.

Etude des plis dans le sens longitudinal. — Nous nous sommes contentés jusqu'ici d'examiner les allures des plissements suivant un plan perpendiculaire à leur direction. Il importe de voir également comment les plis se comportent lorsqu'on les suit dans le sens même de leur direction, c'est-à-dire en se déplaçant parallèlement à leur axe.

En plan, un pli se présente comme une ondulation de la surface d'une couche déterminée, et l'ensemble des ondulations de cette surface constitue la *surface structurale* de la couche. Si aucune érosion ultérieure n'est intervenue, il est manifeste que la surface structurale de la couche la plus élevée se confond exactement avec la surface topographique. Dans ce cas, les anticlinaux sont des voûtes au sens topographique, les synclinaux correspondent aux

vallées, les courbes de niveau indiquent à la fois les allures du terrain et celles de la surface structurale (fig. 60, *a*). Mais c'est là une exception réalisée, par exemple, sur de faibles étendues, dans la chaîne du Jura; presque toujours la surface structurale est profondément entamée par les agents dynamiques externes; la surface topographique ne coïncide plus avec la surface structurale. Les cartes

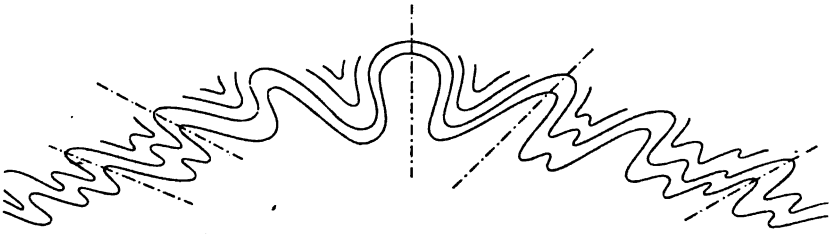


Fig. 58. — Éventail composé (d'après E. de Margerie et A. Heim).

géologiques représentent l'intersection de la surface topographique avec la surface structurale de chacun des terrains qui viennent à l'affleurement dans la région représentée. Les bandes colorées de teintes conventionnelles représentent les surfaces d'affleurement de ces terrains et permettent de reconstituer les plissements, pour peu qu'on ait eu soin d'indiquer, en un nombre suffisant de points, les plongements des couches (fig. 60, *b*).

Supposons que la région envisagée présente plusieurs plis droits,

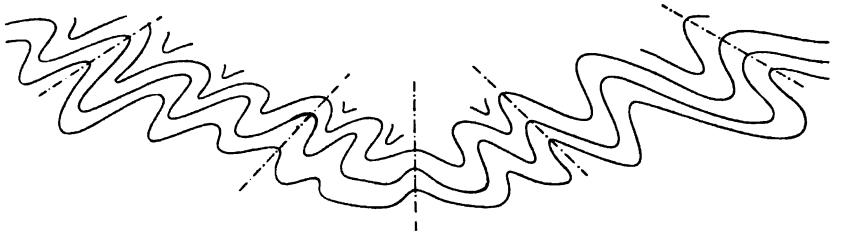


Fig. 59. — Éventail composé inverse (d'après E. de Margerie et A. Heim).

parallèles, d'une amplitude égale et d'une hauteur qui restera partout la même dans le sens de l'axe des plis. La surface structurale de chacune des couches sera figurée par des courbes de niveau rigoureusement parallèles entre elles (fig. 60, *a*). La carte géologique présentera une complication plus ou moins grande suivant que la topographie sera plus ou moins accidentée.

Mais représentons-nous le pays entièrement nivelé par les agents atmosphériques, réduit à l'état de pénéplaine : les lignes d'affleurement des divers terrains décriront des lignes droites parallèles, les

flèches marquant les plongements seront disposées symétriquement de part et d'autre de l'axe des plis (fig. 60, *b*). La carte géologique présentera des rayures parallèles, comme celles que l'on observe sur la carte de la Bretagne, où de longues traînées W.-E. de granites et de schistes précambriens marquent l'emplacement des anticlinaux, où les bandes de terrain carbonifère indiquent les synclinaux.

Supposons maintenant que les mêmes anticlinaux droits, parallèles, diminuent brusquement de hauteur lorsqu'on les suit dans le sens de leur direction. On verra les courbes de la surface structurale se raccorder deux à deux au lieu de rester parallèles (fig. 61, *a*); de même, sur la carte géologique, les bandes de même couleur se rejoindront; les flèches indiquant les plongements rayonneront dans toutes les directions intermédiaires, à partir d'un point central situé sur l'axe du pli (fig. 61, *b*). On dira que le pli présente une *terminaison périclinale*. Tous les plis se terminent ainsi plus ou moins brusquement, au moins à l'une de leurs extrémités, à moins qu'ils aillent se fondre dans un autre pli.

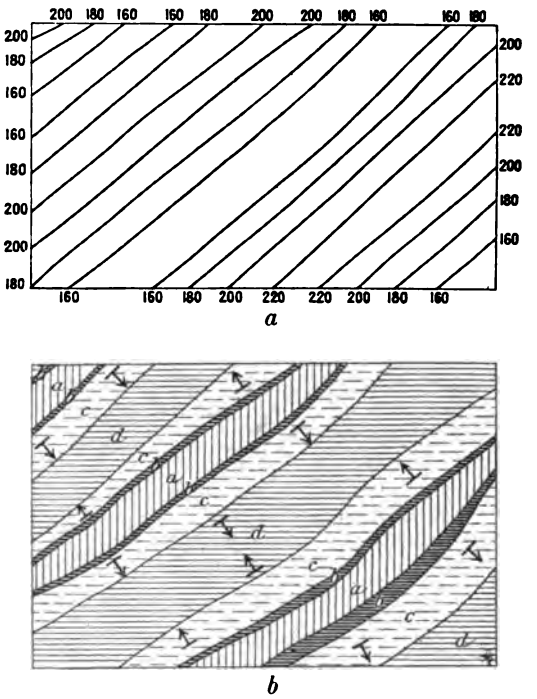


Fig. 60. — *a*, Surface structurale d'une couche plissée. *b*, Carte géologique de la même région plissée, supposée nivelée.

Dans le cas du synclinal, les plongements viendront converger suivant les rayons d'un demi-cercle vers un point situé sur l'axe.

Lorsqu'un anticlinal présentera une terminaison périclinale à ses deux extrémités plus ou moins rapprochées, on le qualifiera de *brachyanticlinal* (P. Lory). De même, un synclinal à terminaisons périclinales rapprochées sera dit *brachysynclinal*. Les surfaces structurales des brachyanticlinaux et des brachysynclinaux sont représentées par des courbes de niveau concentriques plus ou moins

elliptiques (fig. 61 *a*). Sur une carte géologique, ces accidents se traduiront par des bandes concentriques, dont les limites seront encore des ellipses ou des figures analogues (fig. 61, *b*).

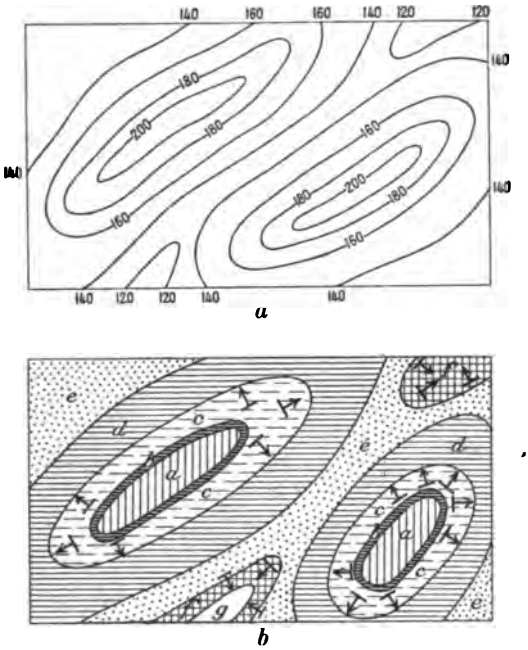


Fig. 61. — *a*, Surface structurale d'une région de plis à terminaisons périclinales. *b*, Carte géologique de la même région supposée nivelée.

Si maintenant les points d'où rayonnent ou vers où convergent les plongements viennent à se confondre, si les ellipses tendent à devenir des cercles concentriques, les brachyanticlinaux deviendront des *dômes*[1], les brachysynclinaux, des *cuvettes* (fig. 62, *a*, *b*).

Brachyanticlinaux et dômes, brachysynclinaux et cuvettes sont les traits tout à fait prédominants de la tectonique de certaines régions. On peut citer comme exemple des premiers les accidents si caractéristiques des environs de Tunis, où la surface structurale du Jurassique vient par places se confondre avec la surface topographique de certaines montagnes isolées. Les cuvettes elliptiques et plus rarement circulaires jouent un

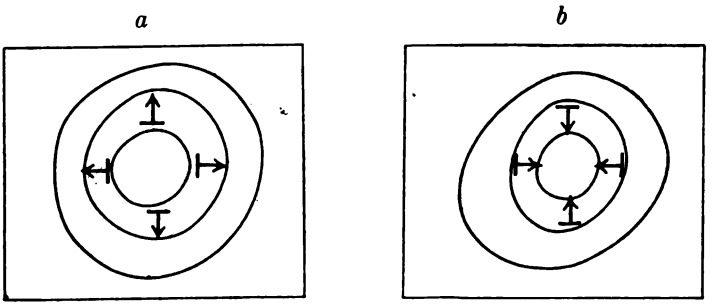


Fig. 62. — *a*, Surface structurale d'un dôme. *b*, Surface structurale d'une cuvette.

rôle important autour de Sisteron, où elles sont constituées par des témoins de terrains crétacés au milieu d'un pays jurassique (pl. VIII, 1).

1. Dômes tectoniques, qu'il ne faut pas confondre avec les dômes volcaniques.

Cliché Emile Haug.

CUVETTE DU BOIS DE LA FAYE.

Extrémité orientale, vue du Monêtier-Allemont (Hautes-Alpes).
Marnes de la série Oolithique moyenne, ravinées ;
calcaires de la série Oolithique supérieure, formant l'escarpement ;
marnes et calcaires éocrétacés, formant le fond de la cuvette.

Cliché W. Kilian.

LAMBEAU DE RECOUVREMENT DE LA GRANDE SÉOLANE, PRÈS BARCELONNETTE.

Grès à grandes Nummulites (base), calcaires du Jurassique supérieur (abrupt),
calcaires du Lias (sommet),
renversés sur les marnes noires du Flysch nummulitique.

Cliché Émile Haug.

LA PUSTERLE, PRÈS CHORGES (Hautes-Alpes).
Lambeau de recouvrement de calcaires jurassiques supérieurs, reposant sur le Flysch nummulitique.

Cliché Émile Haug.

LA MÉA OU PAIN DE SUCRE.
Vue des Agneliers, près Barcelonnette.
Anticlinal de Jurassique supérieur à noyau liasique refoulé sur le Flysch.

Uof?

Cliché Émile Haug.

FENÊTRE DE LA MINE DE SEL DE HALLSTATT (Autriche).
Apparition de la nappe du Sel sous la nappe du Dachstein.

Cliché Paul Corbin.

LA PETITE SÉOLANE.
Vue du col des Agneliers, près Barcelonnette.
Témoin d'une nappe de charriage plissée en anticlinal (Jurassique sur Nummulitique).
Au col : cargneules triasiques intercalées entre la nappe et le Flysch noir autochtone;
à droite : paroi de la Grande Séolane (v. pl. VIII, 2).

Dans ce qui précède nous avons supposé que nous étions en présence de plis droits, mais il est évident qu'il suffirait de modifier très légèrement nos définitions pour qu'elles s'appliquent à des plis dissymétriques. Dans nos croquis il faudrait rapprocher les courbes de niveau (fig. 63), ou amincir les bandes d'affleurement sur le côté qui correspond au flanc abrupt du pli. La représentation de la surfaces tructurale d'un pli déversé et, à plus forte raison, d'un pli couché devient difficile, voire impossible. Un pli-faille pourra être figuré par une ligne droite, le long de laquelle les courbes de niveau se rencontreront sans se raccorder. Sur une carte géologique on représentera sa ligne d'intersection avec la surface topographique; cette *ligne de contact anormal* présentera des angles rentrants au passage des vallées, des avancées à la traversée des crêtes; son tracé ne sera rectiligne que dans le cas d'une surface topographique entièrement plane. Il va sans dire que la ligne de contact anormal correspondant à un plan de charriage plus ou moins horizontal sera une ligne sinueuse dont le tracé se rapprochera sensiblement de celui d'une courbe de niveau (fig. 74). On conçoit alors aisément que, si les agents atmosphériques n'ont plus laissé subsister d'une nappe de charriage qu'un témoin isolé, ce *lambeau de recouvrement* se présentera avec l'aspect d'un témoin d'une couche reposant normalement sur son substratum. C'est ainsi que Marcel Bertrand a signalé au Beausset, dans le Var, des lambeaux de calcaires triasiques posés comme des chapeaux sur des couches crétacées et qui ne sont autre chose que des témoins, épargnés par l'érosion, d'un grand pli couché à flanc inverse étiré. Depuis, les exemples de lambeaux de recouvrement se sont beaucoup multipliés dans les Alpes, où on leur a donné quelquefois le nom allemand de *Klippen*, car ils se dressent souvent comme des écueils de roches dures au milieu d'un paysage aux formes adoucies (pl. VIII, 2, IX).

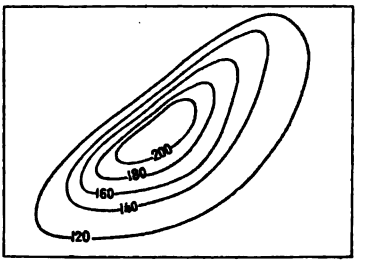


Fig. 63. — Surface structurale d'un brachyanticlinal dissymétrique.

Inversement, on a appelé *fenêtres* des ouvertures ménagées par l'érosion dans des nappes de charriage et qui permettent d'apercevoir le substratum de couches plus récentes (pl. X, 1).

On observe souvent, le long de la ligne de contact anormal d'un pli-faille ou d'une nappe de charriage, des lambeaux de terrains quelconques, intercalés entre le substratum et la masse charriée, qui

représentent des restes du flanc inverse ou d'un pli indépendant sous-jacent, étiré en chapelet. Ce sont les *lambeaux de poussée*.

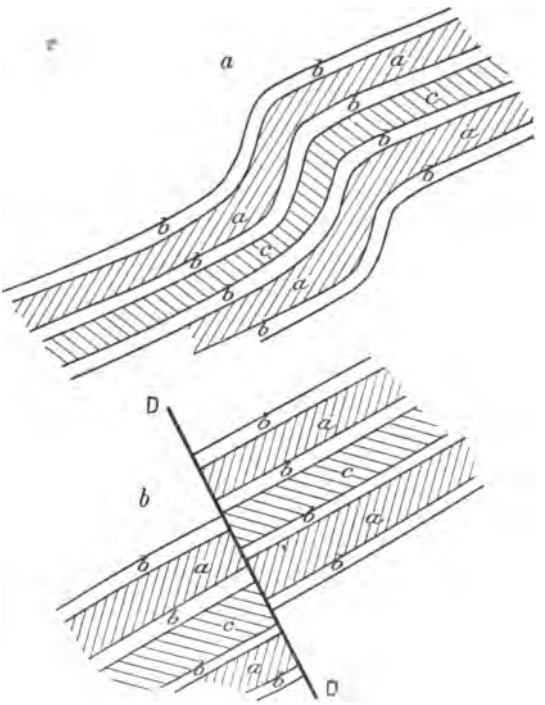


Fig. 64. — *a*, Plis déviés représentés en plan. *b*, Décrochement horizontal affectant deux plis parallèles ultérieurement nivelés.

Mais revenons à notre point de départ, la représentation en plan d'un pli ou d'un groupement de plis. Nous avons supposé ces accidents rectilignes et c'est le cas le plus fréquent, mais beaucoup de plis sont incurvés, déviés, voire sinueux. Si nous figurons par une ligne leur axe, qui est — il importe de le répéter — non pas l'intersection du plan axial avec la surface topographique, mais son intersection avec un plan horizontal choisi arbitrairement, cette ligne sera tantôt droite, tantôt brusquement déviée de sa direction, qu'elle pourra reprendre ensuite (fig. 64, *a*), tantôt incurvée, tantôt sinueuse[1].

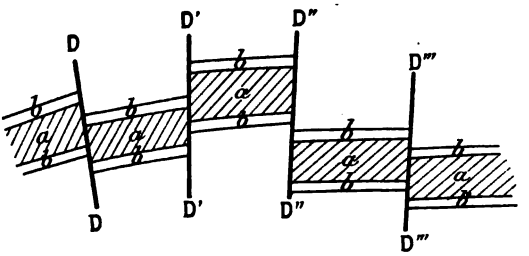


Fig. 65. — Décrochements multiples affectant un même pli.

Les déviations dans le tracé des plis doivent être vraisemblablement attribuées à des inégalités dans l'intensité des poussées agissant en chaque point. De même que des plis déversés se résolvent brusquement en

1. Lorsque l'on veut figurer, sur un schéma tectonique, un pli couché, on peut toutefois éprouver certaines difficultés, car, bien que son axe soit rectiligne, sa charnière anticlinale pourra être incurvée ou sinueuse, l'intensité du recouvrement n'étant pas la même partout. On représentera alors par un figuré spécial la charnière frontale d'une couche déterminée.

plis-failles, lorsque la plasticité des couches est insuffisante, de même un pli peut présenter, au lieu d'une déviation brusque, une rupture transversale, qui reçoit le nom de *décrochement horizontal* ou de *Blatt* (fig. 64, *b*). Plus ou moins perpendiculaire à la direction de l'axe, cette rupture se traduit par un rejet latéral des couches. Les flancs du pli ne sont plus en contact de part et d'autre du décrochement (fig. 64, 65) et, pour retrouver au delà de cet accident le prolongement soit de la charnière, soit de l'affleurement un d'e couche prenant part au pli, il est nécessaire de se déplacer transversalement, souvent de plusieurs centaines de mètres, en suivant la trace du décrochement. Dans le Massif Armoricain, par exemple, la continuité des plis est constamment interrompue de cette manière. Les décrochements affectent aussi bien les plis droits que les plis déjetés, déversés ou couchés; aussi bien les plis normaux que les plis à flanc inverse étiré.

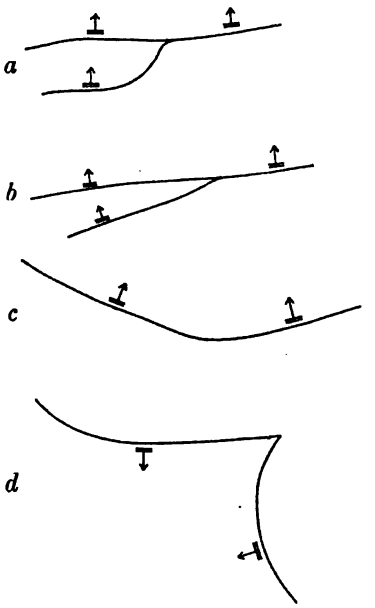


Fig. 66. — *a*, *b*, *c*, *d*, Divers modes de raccordement de deux plis.

Groupement des plis. — Il arrive quelquefois que les plis d'un même massif montagneux restent parallèles entre eux sur de grandes longueurs; mais, presque toujours, on les voit se rapprocher, se réunir deux à deux, soit brusquement (fig. 66, *a*), soit en convergeant insensiblement, formant entre eux un angle aigu (fig. 66, *b*), ou encore opérant leur jonction par une courbe insensible, largement ouverte (fig. 66, *c*)[1]. Dans le cas du raccordement à angle aigu il importe de distinguer la réunion de deux plis déversés dans le même sens et celle de deux plis dont les charnières se font face. Un raccordement de deux plis s'opérant de cette manière est appelé par Suess une *jonction* (en allemand *Schaarung*), mais on peut aussi l'envisager comme un *rebroussement* dans la courbe décrite par un seul et même pli (fig. 66, *d*). Les festons ou guirlandes avec angles de rebroussement sont un des traits les plus caractéristiques de certains systèmes de plissements. Depuis l'Asie Mineure jusqu'en

1. Ces divers modes de raccordement des plis ont été étudiés par Ph. Zürcher [9].

Indo-Chine les plissements de l'Asie méridionale décrivent ainsi des arcs successifs à concavité ouverte au nord, qui se raccordent par des angles de rebroussement très aigus, ouverts vers le sud, c'est-à-dire dans la direction vers laquelle les plis sont déversés (fig. 67).

Plusieurs plis peuvent se grouper, de manière à former un *faisceau* ou *zone tectonique*. Lorsque le faisceau s'épanouit comme une gerbe,

Fig. 67. — L'arc du Séistan, exemple de guirlande de l'Asie méridionale (d'après la feuille 44 de l'*Atlas de Géographie* de Vivien de Saint-Martin et Fr. Schrader, dessinée par G. Bagge, épreuve communiquée par MM. Hachette et Cie, éditeurs).

les divers plis s'écartant et se perdant dans la plaine voisine, on dit, avec Suess, qu'il y a *virgation* (fig. 69, *a*). Si les plis du faisceau se réunissent de nouveau, après s'être momentanément écartés, le faisceau est qualifié d'*amygdaloïde*, disposition propre à certains massifs anciens des Alpes occidentales (fig. 69, *b*).

Rarement les faisceaux sont continus sur de très grandes longueurs; lorsqu'ils s'arrêtent, un faisceau voisin subit une déviation et vient se placer dans le prolongement du précédent. C'est ce que l'on appelle un *relaiement*. Le phénomène est très fréquent sur le bord

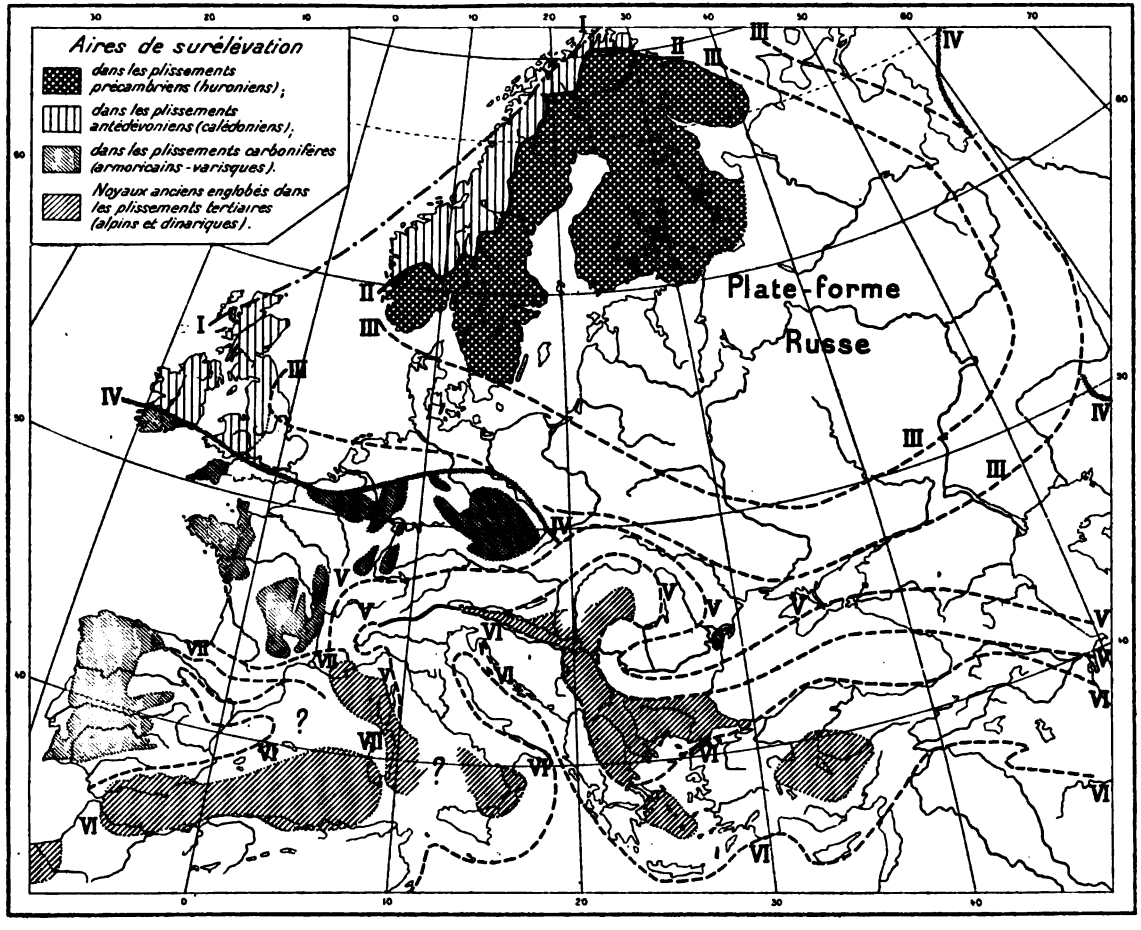


Fig. 68. — Extension des zones de plissement en Europe (d'après E. Suess, Marcel Bertrand, J.-J. Sederholm, É. Haug).

I-I, limite septentrionale des plissements calédoniens; II-II, bord méridional de la nappe de charriage scandinave: III-III, zone des plissements périphériques du Bouclier Scandinave et de la Plate-Forme Russe; IV-IV, bord septentrional et occidental des plissements armoricains-varisques; V-V, plissements alpins; VI-VI, Dinarides; VII-VII, plissements pyrénéens.

des chaînes, où des plis primitivement parallèles peuvent se relayer dans le rôle de chaînons externes (fig. 69, *c*). Sur le versant méridional des Alpes, plusieurs faisceaux de plis sont successivement coupés en sifflet par le bord de la plaine du Pô. Dans l'Atlas également, les chaînes intérieures de l'Atlas saharien deviennent littorales vers l'est, relayant en Tunisie l'Atlas tellien, et, sur le bord méridional de la chaîne, les plis sont presque tous très obliques, formant sur la limite du désert comme autant de *redans*. C'est ce que Suess appelle la *disposition en coulisses*.

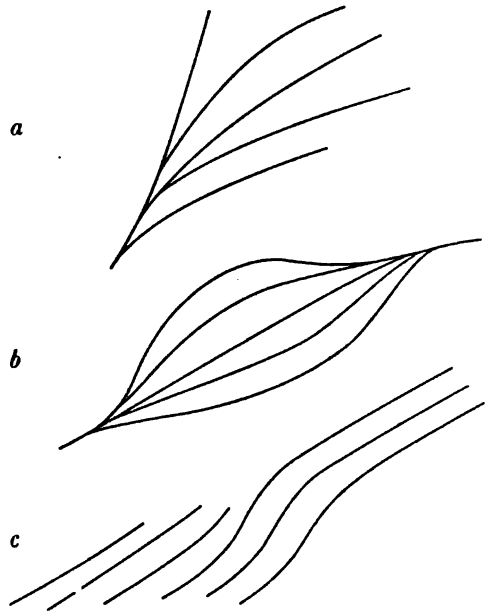


Fig. 69. — *a*, virgation; *b*, faisceau amygdaloïde; *c*, relaiement d'un faisceau de plis par un autre.

Signalons encore les déviations que peuvent présenter les plis ou les faisceaux de plis au voisinage d'un dôme ou d'une cuvette. Ils en épousent quelquefois assez régulièrement les contours, comme le montrent plusieurs exemples signalés par Kilian et par Léon Bertrand dans la Haute-Provence.

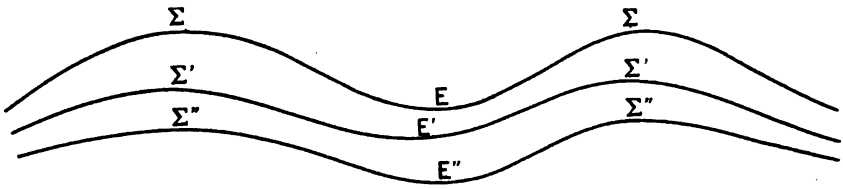


Fig. 70. — Ondulations longitudinales des axes de trois plis appartenant à un même faisceau, projetés sur un même plan vertical.

Σ, Σ', Σ", surélévations des axes; E, E', E", ennoyages.

Aires de surélévation et aires d'ennoyage. — De même qu'un pli isolé peut présenter des ondulations longitudinales de son axe, qui se traduisent par des points surélevés ou par des points bas, de même un faisceau de plis peut présenter des parties surélevées et des

parties abaissées, résultant de ce que les axes de tous les plis constituant le faisceau sont surélevés ou abaissés sur une même ligne

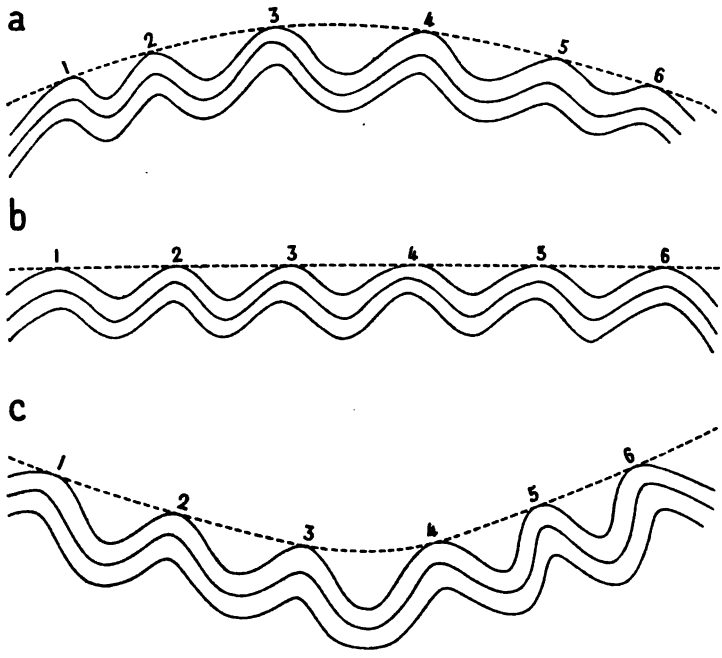


Fig. 71. — Coupes transversales à travers un faisceau de plis (1-6) subissant successivement une surélévation (a) et un ennoyage (c).

transversale (fig. 70). On peut distinguer ainsi des *aires de surélévation*, où les axes des plis appartenant à un faisceau déterminé sont

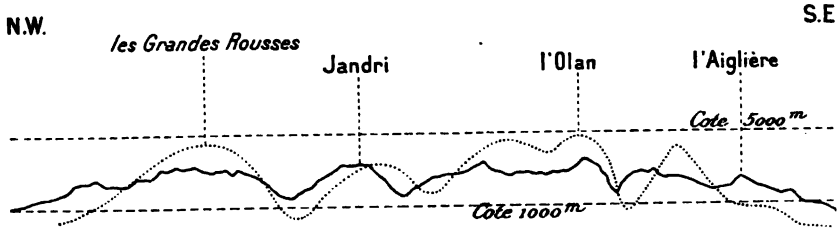


Fig. 72. — Oscillations longitudinales de l'axe d'un pli du massif des Grandes-Rousses [pointillé] (d'après P. Termier).

Le trait plein indique le profil de la surface topographique actuelle.

portés à leur altitude maximum, et des *aires d'ennoyage*, où les axes plongent, s'ennoient, de manière à se trouver à leur minimum d'altitude. Si, pour une couche donnée, on suppose une surface tan-

gente à toutes les charnières anticlinales du faisceau, cette surface affectera la forme d'un dôme dans l'aire de surélévation (fig. 71, *a*,)

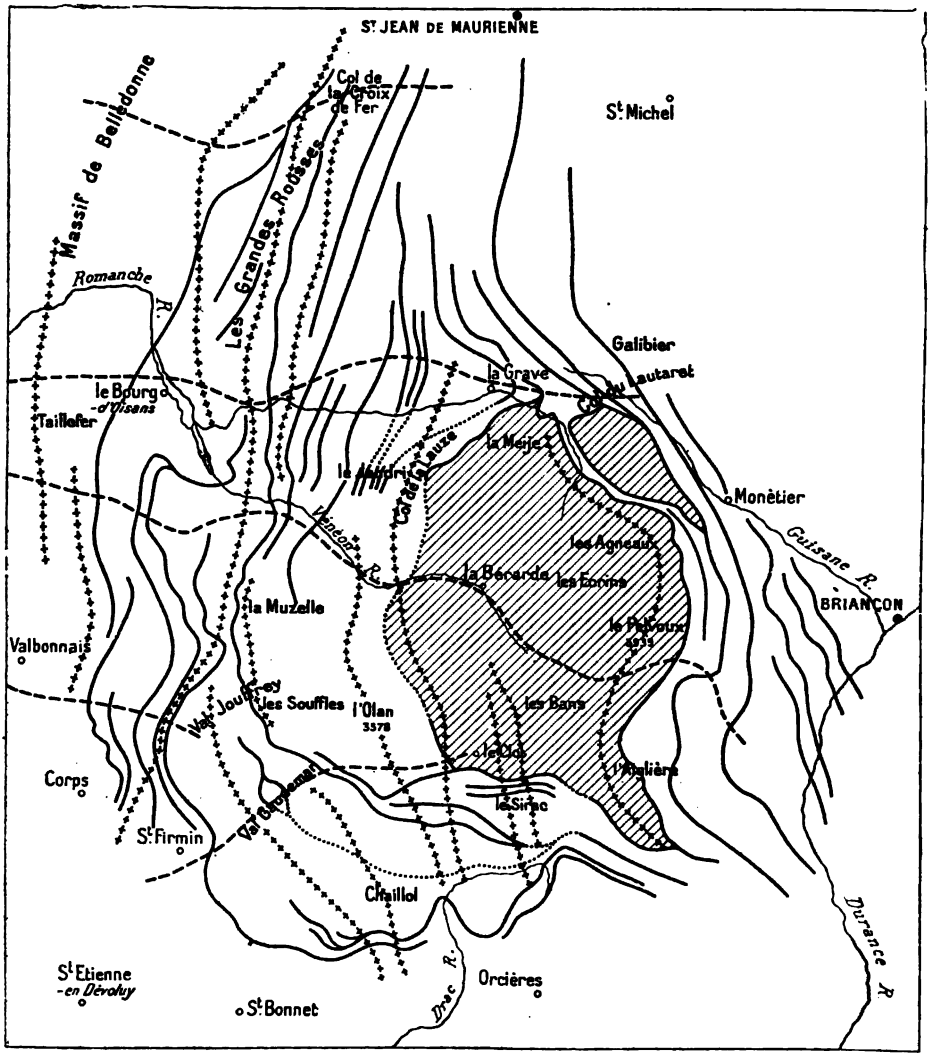


Fig. 73. — Carte des plis des massifs des Grandes-Rousses et du Pelvoux (d'après P. Termier).

Échelle 1 : 500 000. ——— plis synclinaux d'âge tertiaire.
+ + + + + plis antétriasiques. – – – – – ondulations transversales.

Les surfaces barrées correspondent aux aires amygdaloïdes de surélévation.

d'une cuvette, dans l'aire d'ennoyage (fig. 71, *c*). Dans l'aire de surélévation, les couches les plus anciennes de la région seront amenées à l'affleurement; dans l'aire d'ennoyage, ce seront les plus récentes, soit

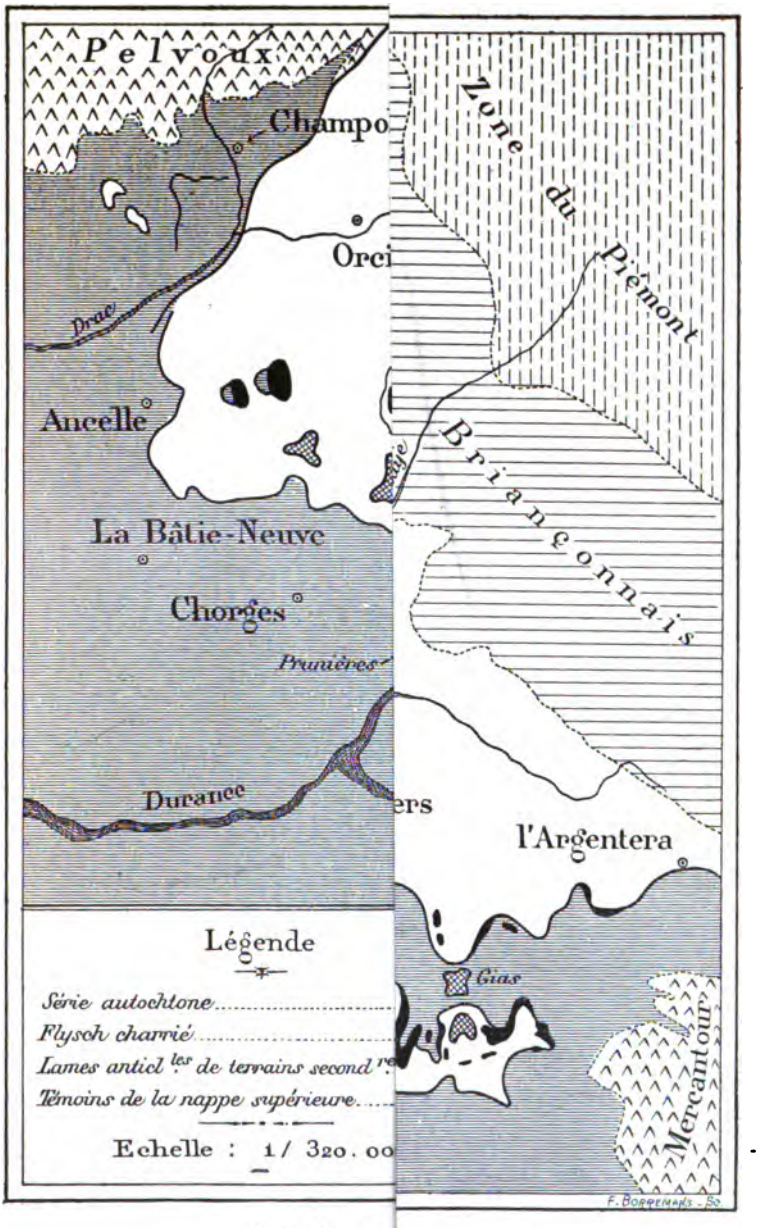


Fig. 74. — Ca e l'Ubaye.

qu'elles aient été elles-mêmes plissées, soit qu'elles se soient déposées dans la dépression, postérieurement au plissement, de sorte que les plis du faisceau s'« ennoient » sous cette couverture, comme aussi ils peuvent plonger sous les eaux d'une mer qui aurait envahi la dépression correspondant à l'aire d'ennoyage.

P. Termier a décrit dans les Alpes occidentales un exemple remarquable d'un faisceau de plis, celui des Grandes-Rousses, qui forme plusieurs aires de surélévation, séparées l'une de l'autre par des zones d'ennoyage, telles que la dépression de la Romanche, qui simulent des plissements transversaux (fig. 72). L'ensemble vient s'accoler au massif amygdaloïde des Écrins (fig. 73).

En plus grand, le massif Armoricain et le Plateau Central sont deux aires de surélévation, amenant à l'affleurement des terrains primaires et séparées par une aire d'ennoyage, qui est le détroit du Poitou, occupé par des terrains secondaires plissés. Le bassin de Paris est une immense aire d'ennoyage, comprise entre les massifs surélevés de l'Armorique à l'ouest, des Vosges et de l'Ardenne, à l'est, massifs dont les plis, quoique très atténués, se retrouvent, avec les mêmes directions, dans les terrains tertiaires de la cuvette.

Plus au nord, le massif Finno-Scandinave est par excellence une aire de surélévation, séparée des massifs anciens de la Grande-Bretagne par une aire d'ennoyage dont la mer du Nord est un dernier vestige.

Les aires d'ennoyage étant des points bas dans les zones de plissement, peuvent être débordées, en vertu de la poussée au vide, par des nappes de charriage, qui ont leurs racines dans une zone tectonique plus interne de la chaîne. L'auteur a décrit [12] l'exemple de l'aire d'ennoyage de l'Embrunais, comprise entre les deux aires de surélévation du Pelvoux et du Mercantour, dans laquelle ont pénétré plusieurs nappes de charriage superposées, originaires du bord de la zone du Briançonnais (fig. 74).

Plissements dans des masses hétérogènes. — Nous n'avons tenu aucun compte, dans ce qui précède, de la matière plissée, de la composition des couches qui ont subi des déformations, et nous avons supposé implicitement ces couches *homogènes*, alors qu'en réalité elles se présentent comme hétérogènes, aussi bien dans le sens vertical, des masses de plasticité différente se trouvant superposées; que dans le sens horizontal, une couche donnée pouvant modifier latéralement sa nature minéralogique et son épaisseur.

Hétérogénéité dans le sens horizontal. — Les changements d'épais-

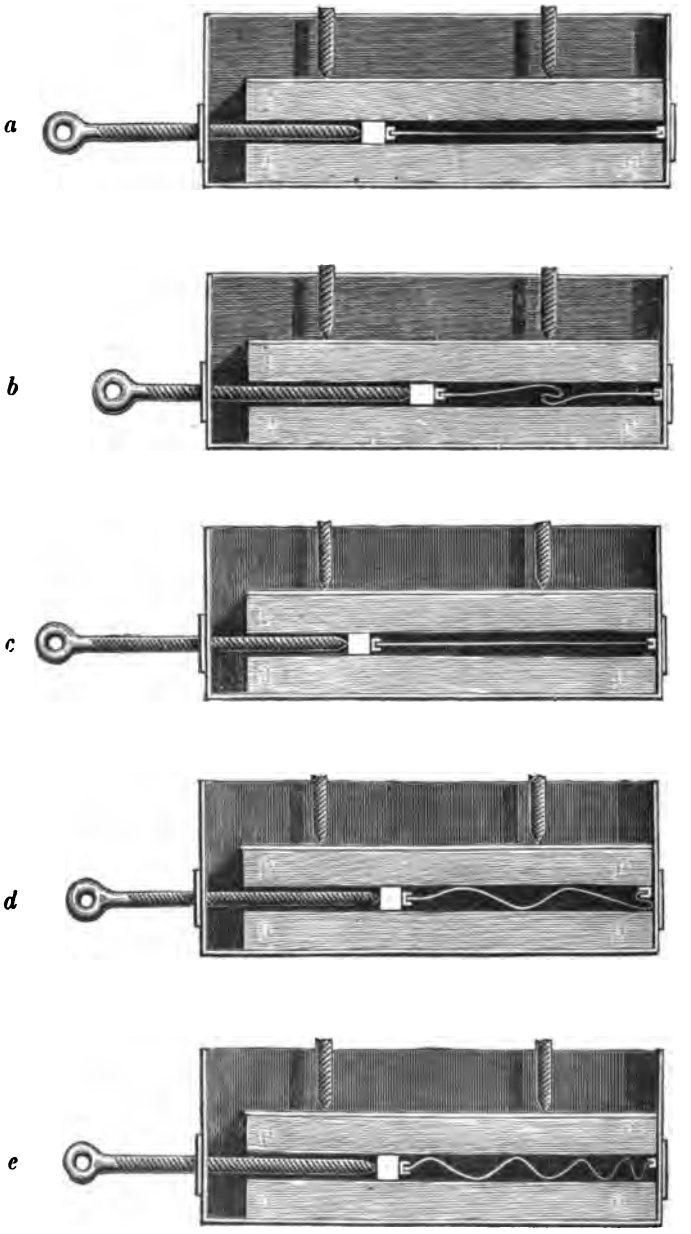


Fig. 75. — Reproduction expérimentale de plissements, par compression latérale de lames de plomb amincies au centre (*a*, *b*) ou vers l'un des bords (*c-e*) (d'après DAUBRÉE, *Études synthétiques de Géologie expérimentale*).

seur des couches dans le sens horizontal jouent un rôle important dans la localisation des phénomènes de plissement.

Un amincissement constituera une ligne de faiblesse le long de laquelle les plis se produiront de préférence et avec une intensité plus grande que dans les régions voisines. Une curieuse expérience de Daubrée, réalisée au moyen de feuilles de plomb amincies soit au centre, soit vers l'un des bords et soumises à une compression laté-

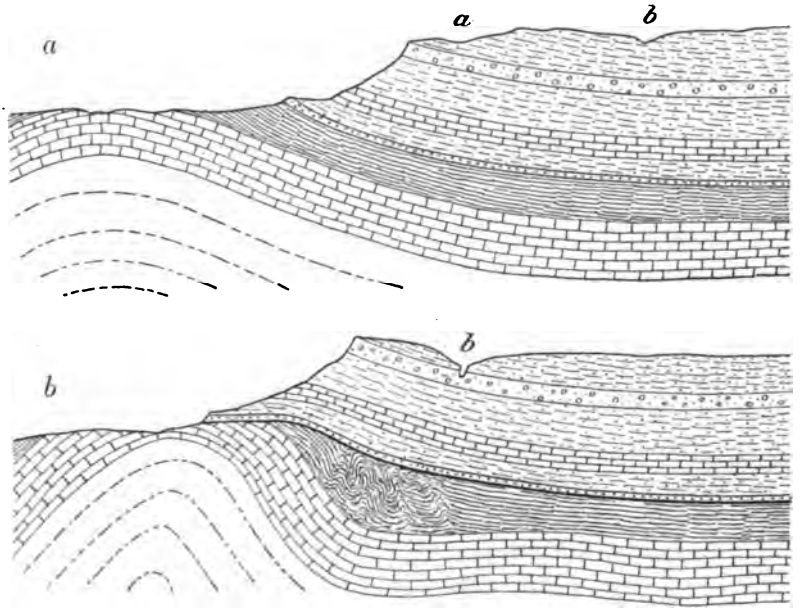


Fig. 76. — *a*, Anticlinal érodé. — *b*, Le même plus accentué et chevauché, les forces tangentielles et les agents atmosphériques continuant leur œuvre (d'après Bailey Willis).

rale (fig. 75), a montré que les plis déversés prennent naissance dans la région amincie, tandis que dans la région à épaisseur normale dominent les plis droits.

Bailey Willis a établi [8] que certains chevauchements (*erosion thrusts*) prennent naissance le long de plis dont la charnière a été érodée par les agents atmosphériques. Les poussées qui ont donné lieu au pli continuant à agir, une rupture, suivie de chevauchement, se produira à l'endroit attaqué par l'érosion (fig. 76).

Enfin, on a constaté souvent, en particulier dans les Alpes, que les grands accidents tectoniques, tels que dômes, plis-failles, surfaces de charriage, coïncident comme emplacement avec les changements de faciès dans le sens horizontal. Dans les Basses-Alpes, la limite du

faciès dauphinois et du faciès rhodanien[1] est presque partout marquée par une importante ligne de contact anormal. Dans les Préalpes [11], dans l'Ubaye [12], dans le Salzkammergut, chacune des nappes de charriage superposées est caractérisée par un faciès spécial des terrains secondaires.

Hétérogénéité dans le sens vertical. — Si une masse stratifiée est homogène dans le sens vertical, c'est-à-dire si les couches superposées ont toutes la même composition minéralogique et partout la même plasticité, les plis formés par compression latérale décriront en général des sinuosités parfaitement parallèles entre elles; on dira que le plissement est *harmonique*. Si, par contre, la masse plissée est hétérogène dans le sens vertical, si plusieurs couches de composition minéralogique différente, c'est-à-dire d'inégale plasticité, se trouvent soumises en même temps à l'effort de plissement, les replis des diverses couches ne coïncideront plus, ils varieront de l'une à l'autre, quant à leur nombre et quant à leur rayon de courbure. Les couches les moins plastiques, comme par exemple les calcaires non stratifiés, décriront des plis de grande amplitude, souvent

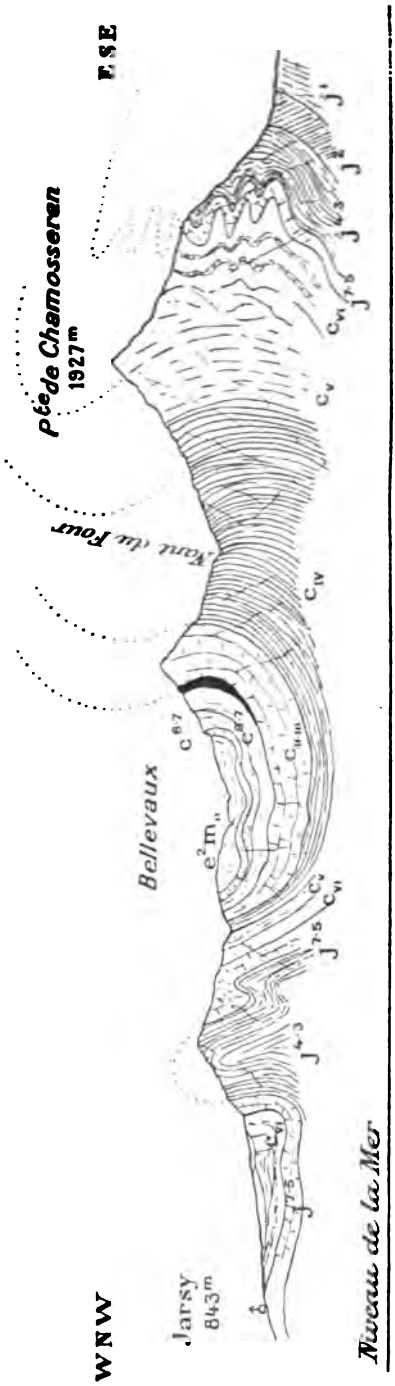


Fig. 77. — Plissements dysharmoniques dans les Bauges, Savoie (d'après M. Lugeon).

J_1, J_2, J_3, J^{1-5}, séries Oolithique moyenne et supérieure; C_{IV-VI}, Néocomien; C_{II-III}, Urgonien; C^{6-7}, Sénonien; e^2m_{II}, Nummulitique.

1. Voir plus haut, p. 164.

rompus, tandis que les schistes présenteront des contournements multiples, des plissotements de dimensions minimes (pl. XI). Le plissement ne sera plus harmonique et souvent la surface axiale d'un pli donné, au lieu d'être un plan unique, sera une surface ondulée, si tant est toutefois que l'on puisse homologuer les plis de chacune des couches.

Un plissement s'effectuant dans de telles conditions pourra être qualifié de *dysharmonique*. L'un des meilleurs exemples est fourni par les Alpes calcaires de Savoie. Aussi bien dans le Genevois, c'est-à-dire dans les montagnes entre l'Arve et le lac d'Annecy (É. Haug), que dans les Bauges (M. Lugeon), les termes successifs de la série sédimentaire se sont plissés d'une manière tout à fait indépendante les uns des autres (fig. 77) : les calcaires bien stratifiés du Bajocien et du Jurassique supérieur présentent des replis multiples, au contraire les calcaires compacts connus sous le nom d'Urgonien accusent des plis très simples et d'une grande envergure, quelquefois accompagnés de ruptures, et les séries marneuses intercalées ont en quelque sorte isolé ces divers termes. É. Ritter et Marcel Bertrand ont montré que les plis couchés du massif du Mont Joli, dont il a été question plus haut et qui affectent le Trias et les termes inférieurs du Jurassique n'ont qu'une répercussion atténuée et lointaine dans les couches du Jurassique supérieur et du Crétacé (fig. 56). Ici il y a évidemment une autre cause en jeu que la différence de plasticité de couches de nature minéralogique différente et il est clair que l'intensité du plissement est plus grande en profondeur qu'en surface. Il s'agira plus loin d'expliquer la raison de cette particularité remarquable, dont on retrouve des exemples dans d'autres régions plissées.

Plissements successifs dans une même région. — Jusqu'à présent nous avons admis que les déformations des couches prennent naissance sous l'action de forces agissant, sinon dans un temps très court, du moins d'une manière continue, sans saccades, sans alternances de phases successives de repos et de mouvement.

Beaucoup de plissements doivent, en effet, leur origine à des forces tangentielles continuant à agir dans le même sens; les plis seront ainsi replissés et il en résultera, dans le cas des plis dissymétriques, des ondulations plus ou moins intenses de la surface axiale. Cette superposition de mouvements donnera lieu à des contournements bizarres, tels que ceux décrits par Heim dans les Alpes de Glaris (fig. 78, *a*), ou à de véritables *plis en cascades* tels que ceux

que l'auteur [12] a observés dans la vallée de l'Ubaye (fig. 78, *c*).

Un système de plis couchés empilés ou de nappes de charriage superposées pourra être soumis à un plissement tout comme une succession normale de couches; P. Termier, W. Kilian et l'auteur ont montré que les nappes du Briançonnais et de l'Ubaye ont été, postérieurement à leur empilement, plissés en grandes ondes régu-

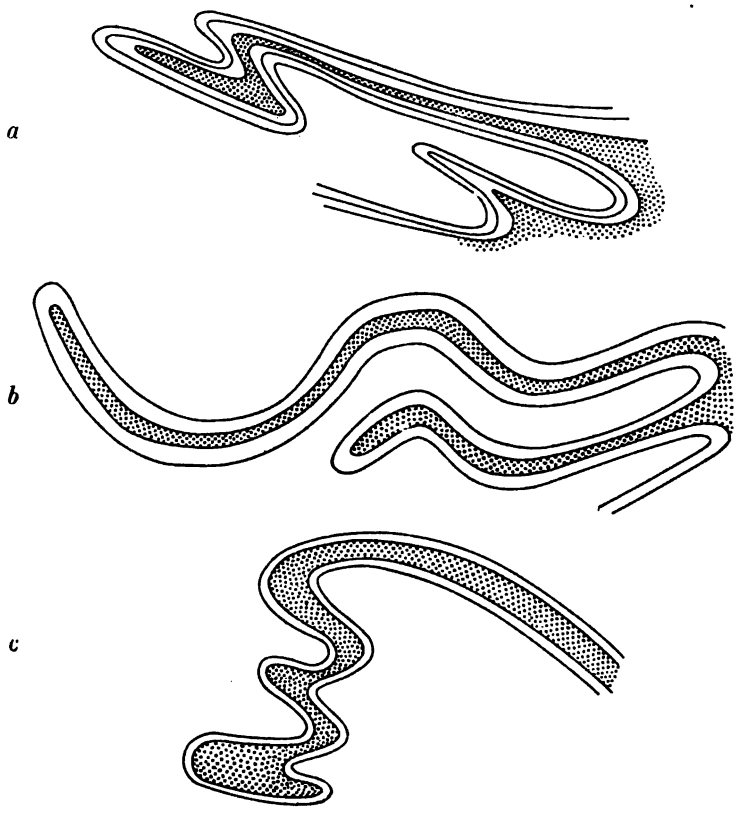


Fig. 78. — *a*, pli isoclinal replissé; *b*, plis couchés replissés; *c*, pli replié en cascades.

lières, parallèlement aux plis originaux, dont l'exagération a donné naissance à des nappes (fig. 78, *b*; pl. X, 2).

Dans cet exemple, comme dans le précédent, les deux mouvements semblent s'être suivis de très près, mais il arrive aussi que les deux phases de plissement correspondent à deux phases orogéniques distinctes, séparées par une période de glyptogénèse et de lithogénèse, qu'elles appartiennent par conséquent à deux cycles successifs. Dans les Alpes occidentales on a même reconnu quatre

Cliché H. Ragot.

PLISSEMENT DYSHARMONIQUE DE COUCHES ALTERNATIVEMENT CALCAIRES ET ARGILEUSES.
(Pyrénées).

Cliché H. Ragot.

PLISSOTEMENTS DE SCHISTES HOUILLERS MÉTAMORPHIQUES.
Les Houches (Haute-Savoie).

UofM

MTOU

ou cinq phases orogéniques, dont les effets se superposent et qui appartiennent à autant de cycles différents.

Détermination de l'âge d'un plissement. — Ce n'est que lentement que les géologues alpins sont arrivés à cette notion. Il a fallu une série d'observations de détail et la constatation d'une discontinuité qui se traduit par des discordances angulaires entre les séries sédimentaires successives. Dans d'autres chaînes, dont l'histoire géologique est beaucoup moins compliquée, il n'existe que deux séries sédimentaires discordantes entre elles. Fréquemment même l'une des deux séries est localisée à la bordure de la chaîne. Si elle s'appuie en discordance angulaire sur les couches redressées et plissées de la série plus ancienne, qui constitue la chaîne elle-même, il

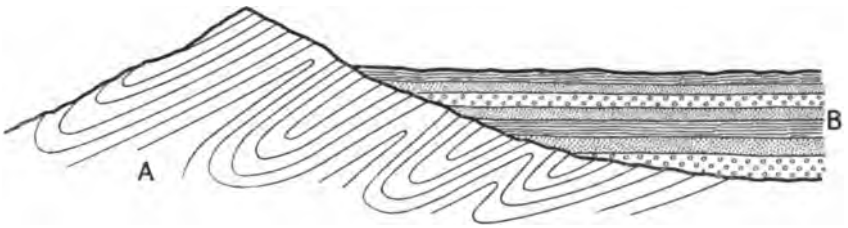


Fig. 79. — Discordance d'une série B horizontale sur une série A plissée permettant de déterminer l'âge maximum et l'âge minimum du plissement.

est manifeste que le mouvement orogénique a eu lieu entre le dépôt des deux séries (fig. 79).

Voici donc une méthode, due à Élie de Beaumont, qui permet de déterminer l'âge d'un mouvement orogénique, et la détermination sera d'autant plus précise que l'âge des deux séries sera plus rapproché, que la lacune stratigraphique qui les sépare sera plus courte. Ainsi, l'âge du soulèvement des Pyrénées peut être fixé d'une manière très précise à la fin de la période dite Parisienne et au début de celle dite Tongrienne, car le poudingue de Palassou, appartenant au Tongrien inférieur, s'est appuyé en discordance angulaire contre les couches redressées et plissées de l'étage Parisien. Par contre, l'âge du principal plissement de l'Ardenne est déterminé d'une manière beaucoup plus approximative par la discordance des dépôts mésocrétacés sur les terrains carbonifères plissés.

Superposition de plissements d'âge différent. — Lorsque, dans une même région, plusieurs mouvements orogéniques, se manifestant par autant de discordances angulaires, se superposent, il y a lieu d'envisager plusieurs cas.

Si la direction de la poussée orogénique est exactement la même

dans deux phases de plissement consécutives, les deux systèmes de plissement se superposent exactement, ils possèdent la même direction et les anticlinaux du deuxième prennent naissance sur l'emplacement de ceux du premier (fig. 80). Cette loi, énoncée d'abord par Godwin Austen, a reçu de Marcel Bertrand [16] une forme plus générale. Elle se vérifie pour le bassin de Paris, où les plis posttertiaires sont nés sur l'emplacement même des plis de la fin de l'ère primaire; tandis que dans d'autres régions elle est en défaut.

Si la direction de la poussée nouvelle est légèrement oblique par rapport à celle qui a donné naissance aux premiers plissements, les deux systèmes ne coïncideront pas partout : tantôt les directions des plis se confondront, tantôt elles se couperont, et l'on verra souvent

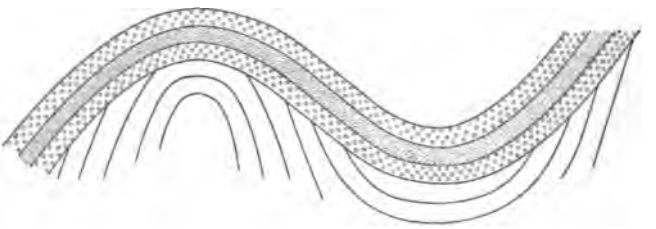


Fig. 80. — Superposition de deux systèmes de plis d'âge différent, la direction de la poussée restant la même dans les deux phases orogéniques.

un accident de l'un des systèmes se raccorder avec l'accident suivant de l'autre. Ce fait se produira surtout pour les plis-failles.

Enfin, la direction de la poussée nouvelle pourra être plus ou moins perpendiculaire à celle de l'ancienne. Dans ce cas, si les plis des deux systèmes sont des plis droits, ils se croiseront simplement, en superposant leurs efforts aux points d'intersection. Mais, supposons que, lors de la première phase de plissement, des anticlinaux et des synclinaux droits aient pris naissance avec un espacement régulier, et qu'ensuite, dans la seconde phase, il se produise des charriages, les anticlinaux constitueront autant d'obstacles à la progression de la nappe, tandis que dans les intervalles, dans les synclinaux, les poussées pourront se propager librement. Il en résultera que le bord frontal de la nappe présentera des *festons* correspondant aux bandes synclinales du substratum, avec des angles rentrants situés sur l'emplacement des anticlinaux. Ceux-ci fonctionneront pour ainsi dire comme crans d'arrêt, déterminant des points de rebroussement dans la courbe. C'est exactement ce qui s'est passé dans la région des Basses-Alpes située entre Digne et Gap, où l'auteur a pu constater l'existence d'un mouvement orogénique de direction

W. S. W.-E. N. E., antérieur au Tongrien, et d'un mouvement beaucoup plus intense dirigé à peu près W.-E., postérieur au Néogène moyen. Les grès rouges tongriens se sont déposés en discordance angulaire sur des couches secondaires plissées et ils ont été recouverts par des couches triasiques et jurassiques attestant un charriage intense sur l'emplacement des synclinaux du soubassement et, par contre, un arrêt dans la propagation du phénomène suivant les anticlinaux.

Juxtaposition de plissements d'âge différent. — Au lieu de se pro-

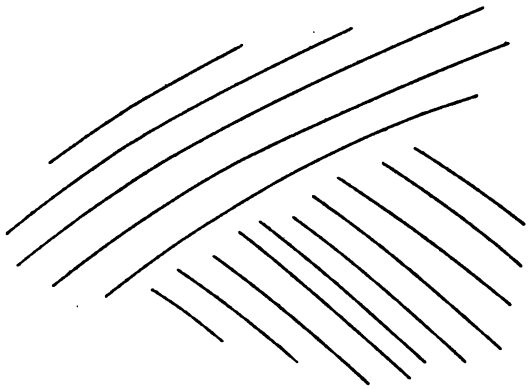


Fig. 81. — Rencontre de deux systèmes de plis de direction et d'âge différents.

duire sur l'emplacement de plissements préexistants, les plissements constituant une nouvelle phase orogénique pourront prendre naissance à côté de la zone antérieurement plissée; les deux systèmes ne sont plus superposés, mais juxtaposés. C'est généralement en avant de la zone plissée, c'est-à-dire dans une zone vers laquelle sont déversés les plis du premier système, que se produiront les plis du nouveau système [13-17]; ils présenteront, en général, le même sens de déversement, mais ils affecteront des couches plus récentes que dans la bande voisine, où ces couches pourront reposer en discordance sur la série plissée. Nous verrons plus tard qu'il existe de la sorte en Europe une série de zones de plissements de plus en plus récentes à mesure que l'on se dirige vers le sud (fig. 68) : dans le Nord de l'Écosse et de la Norvège, une zone de plissements antécambriens, ou *chaîne huronienne;* dans le centre de la Grande-Bretagne et de la Scandinavie, une zone de plissements dévoniens, ou chaîne *calédonienne;* puis, plus au sud, traversant en écharpe toute l'Europe centrale, une zone de plissements carbonifères, ou chaîne *armoricaine* et *varisque*; enfin, dans l'Europe méridionale, une zone

de plissements tertiaires, ou chaîne *alpine*. Des successions analogues ont été signalées dans les autres continents.

Les directions générales des plissements de ces zones successives sont loin d'être toujours parallèles, quoique ce parallélisme existe quelquefois; mais, d'autres fois, les directions de deux zones contiguës font entre elles des angles (fig. 81) qui peuvent se rapprocher d'un droit.

En Irlande et dans le Sud du pays de Galles les plissements calédoniens sont coupés à 45° environ par les plissements armoricains.

A l'ouest de Vienne les plis varisques du massif de Bohême rencontrent à angle droit les plissements alpins. Souvent les plissements récents se moulent pour ainsi dire autour des aires de surélévation de zones de plissement plus anciennes, comme s'ils avaient dû s'accommoder des inégalités du relief. Nous en verrons plus tard des exemples.

Il est difficile de se rendre compte de ce qui se passe en profondeur au-dessous des plis visibles de la zone la plus récente. Certains indices permettent de penser que les plis plus anciens de la zone voisine se retrouvent dans le substratum avec leurs directions primitives. Il y aurait comme un *décollement* de la série ancienne et de la série récente au niveau de la discordance, et les deux séries se seraient plissées indépendamment l'une de l'autre.

---

1. — J. Thurmann. Essai sur les soulèvements jurassiques du Porrentruy. *Mém. Soc. Hist. Nat. Strasbourg*, I, 84 p., 5 pl., 1832.

2. — Id. Essais sur les soulèvements jurassiques. Second cahier. 1 br. in-4°, 51 p., 5 coupes, 1 panorama, 1 carte 1 : 96 000. Porrentruy, 1836.

3. — H. D. Rogers. On the Laws of Structure of the more Disturbed Zones of the Earth's Crust. *Trans. Royal Soc. of Edinburgh.*, XXI, p. 431-471, 8 fig., 1856.

4. — Albert Heim. Der Mechanismus der Gebirgsbildung. 2 vol. in-4°, 346 et 246 p., atlas de 17 pl. Basel, 1878.

5. — Ch. Lapworth. The Secret of the Highlands. *Geol. Mag.*, N. S., Dec. II, X, p. 120-126, 193-199, 337-344, pl. V, VIII, 1883.

6. — Emm. de Margerie et Albert Heim. Les dislocations de l'écorce terrestre. Essai de définition et de nomenclature. In-8°, 154 p., texte en français et en allemand, 110 fig. Zürich, 1888.

7. — M. Bertrand. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XII, p. 318-330, fig. 1-8, pl. XI, 1884.

8. — Bailey Willis. The mechanics of Appalachian Structure. *13th Ann. Rep. of the U. S. Geol. Surv.*, II, p. 211-283, pl. XLVI-XCVI, fig. 16, 17, 1893.

9. — Ph. Zürcher. Note sur la structure de la région de Castellane. *Bull. Serv. Carte géol.*, VII, n° 48, 37 p., 6 pl., 6 fig. 1895.

10. — ÉMILE HAUG. Article « TECTONIQUE ». *La Grande Encyclopédie*, t. XXX, p. 1004-1011, 11 fig. 1901.

11. — MAURICE LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e sér., I, p. 723-825, fig. 1-14, pl. XIV-XVII, 1902.

12. — ÉMILE HAUG. Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. *Revue gén. des Sc.*, 30 déc. 1903, p. 1241-1249, 2 fig.

13. — EDUARD SUESS. Ueber unterbrochene Gebirgsfaltung. *Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Cl.*, XCIV, p. 111-117, 1886.

14. — MARCEL BERTRAND. La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XV, p. 423-447, 5 fig., 1887.

15. — ID. Sur la distribution géographique des roches éruptives en Europe. *Ibid.*, 3e sér., XVI, p. 573-617, 10 fig., 1888.

16. — ID. Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris. *Ibid.*, 3e sér., XX, p. 118-165, fig. 1-11, pl. V, 1892.

17. — EDUARD SUESS. Ueber neuere Ziele der Geologie. *Abh. d. Naturf. Ges. zu Görlitz*, XX, 21 p., 1 carte, 1893.

V. aussi : 0,1-4; 0,22.

CHAPITRE XV

DÉFORMATIONS INTIMES DES ROCHES DANS LES MOUVEMENTS OROGÉNIQUES

Torsion. — Pression. — Laminage. — Trituration. — Dynamométamorphisme.

En présence des déformations intenses, des déplacements formidables que subissent les couches dans les mouvements orogéniques, on ne peut manquer de se demander si ces déformations et ces déplacements n'ont pas profondément modifié la texture intime des roches ainsi disloquées. Les études récentes montrent qu'il en est réellement ainsi et elles ont permis d'établir une relation de cause à effet entre le phénomène de plissement et les modifications de structure qu'ont subies les roches dans les pays plissés.

Les actions mécaniques qui interviennent soit isolément, soit simultanément dans la production de ces déformations intimes sont la *torsion*, la *compression*, le *laminage* et la *trituration*; nous allons les passer successivement en revue.

Torsion. — Il est rare que le phénomène de plissement se manifeste avec la même intensité tout le long d'un même pli. Tel accident qui est ici un pli droit pourra, sous l'action de poussées plus intenses, se transformer graduellement dans l'espace en un pli déjeté, puis en un pli déversé, voire même couché. Le résultat de ces modifications dans le sens longitudinal sera un *gauchissement*, une *torsion* des couches, qui ne se déformeront plus simplement suivant des surfaces cylindriques, mais qui affecteront la forme de *surfaces gauches* ou *surfaces réglées*. Tandis que le plissement peut avoir lieu sans ruptures, le gauchissement entraînera généralement la formation de cassures dans les couches tordues.

Quelquefois ces cassures sont accompagnées de déplacements

verticaux de part et d'autre du plan suivant lequel la rupture s'est effectuée. Il se produit des *failles* tout à fait semblables à celles dont il sera question dans le chapitre suivant. Un bel exemple de ce genre de dislocations est fourni par le « champ de fractures » de

Fig. 82. — Carte schématique du champ de fractures de Banon (Basses-Alpes). Échelle 1 : 160 000 (d'après W. Kilian).

a, alluvions; n, série nummulitique d'eau douce; c^3, Cénomanien et Albien (Mésocrétacé); c^2, Aptien; c^1, Barrémien.

Banon, sur le versant sud de la montagne de Lure (fig. 82). Kilian, qui en a fait une étude très approfondie, attribue à une forte torsion la formation d'une série de failles parallèles entre elles et à peu près perpendiculaires à l'axe de l'anticlinal de Lure. De même, il existe, dans les Gras de l'Ardèche, un certain nombre de cassures dirigées N.-S., que l'on peut imputer au gauchissement des couches secondaires sous l'action de poussées inégales. Dans l'un et l'autre cas, les

bandes comprises entre les diverses fractures peuvent être comparées aux touches d'un piano inégalement abaissées.

Généralement la production des cassures par gauchissement n'est pas accompagnée d'un déplacement relatif des couches de part et d'autre de l'accident. Les cassures sont alors de simples fissures, connues depuis longtemps des carriers sous le nom de *joints*. Elles débitent les couches en parallélipipèdes. Les anciens géologues, que cette particularité avait depuis longtemps frappés, y voyaient le résultat d'une sorte de cristallisation, ou d'un retrait dû soit au refroidissement, soit à la dessiccation des sédiments. On sait maintenant, depuis les belles recherches de Daubrée [1], que l'origine des joints doit être attribuée à la torsion des couches. Cet auteur a pu reproduire expérimentalement des fissures en tous points semblables aux joints, en soumettant des lames de verre rectangulaires, ou plutôt des glaces, à une légère torsion, produite au moyen d'un étau, qui maintient fixe l'une des extrémités, et d'un tourne-à-gauche qui enserre l'autre (fig. 83). Le gauchissement fait naître dans la glace deux systèmes de fissures conjugués (pl. XII). Les joints principaux se groupent de même en deux systèmes conjugués, dont l'un correspond à la direction, l'autre au plongement des couches. Il existe en outre assez fréquemment un troisième système, oblique par rapport aux précédents. L'une des directions est en général parallèle aux failles dominantes de la région.

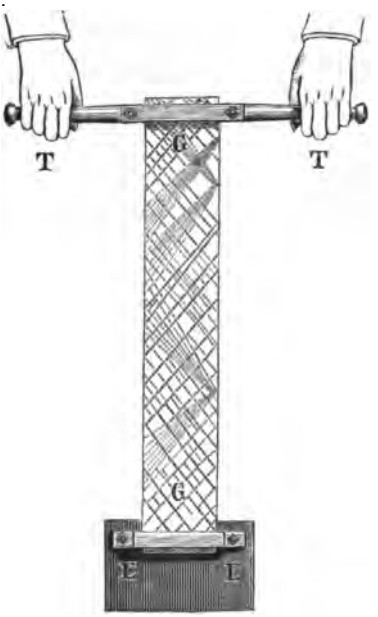


Fig. 83. — Lame de glace GG, maintenue par un étau EE et soumise à une torsion au moyen d'un tourne-à-gauche TT (d'après Daubrée, *Études synthétiques de Géologie expérimentale*).

Daubrée a proposé de remplacer le terme de joint, qui ne veut rien dire, par celui de *diaclase*, par opposition à *paraclase*, terme qui désigne les failles accompagnées de déplacement relatif.

Les diaclases sont très fréquentes dans les grès de Fontainebleau, dans les grès triasiques des Vosges septentrionales, dans les grès crétacés de la Saxe. Elles sont non moins communes dans la Craie du bassin de Paris, dans les calcaires siliceux du Bajocien de l'Ar-

dèche (pl. XIII, 1), etc. Les fissures que l'on observe dans les formations argileuses semblent, par contre, être dues en général plutôt à la dessiccation des couches.

Pression. — Les diaclases s'observent principalement dans des couches peu disloquées; dans les régions où les strates sont affectées de plissements intenses on constate, par contre, l'existence de plans de séparation beaucoup plus rapprochés, coupant également les plans de stratification; mais les angles d'intersection, au lieu d'être à peu près constants, comme dans le cas des diaclases, varient ici suivant les inflexions des couches, puisque ces plans de séparation présentent une inclinaison constante sur l'horizon (fig. 84). La direction de ces plans coïncide toutefois avec la direction générale des couches.

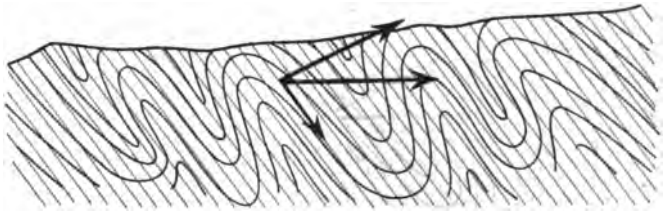


Fig. 84. — Formation de plans de schistosité uniformément inclinés dans une série plissée.

On a appelé *schistosité* cette division des roches en feuillets minces suivant des plans qui souvent ne coïncident pas avec les plans de stratification (pl. XIV, 1), car les surfaces de séparation des schistes ou ardoises ne se confondent pas toujours avec celles des strates. Les fossiles, qui sont couchés dans le plan des strates, sont fréquemment coupés normalement ou obliquement par les plans de schistosité. Ce n'est qu'accidentellement que la stratification et la schistosité se confondent. Quelquefois la schistosité est même plus marquée que la stratification et il serait facile de les confondre, si l'on n'était pas guidé par des variations de couleur, de composition minéralogique, de structure, indiquant la direction des couches.

Ici aussi la méthode expérimentale a permis de reconnaître les causes du phénomène. La schistosité a pu être produite dans une argile non stratifiée par une pression énergique, qui y développe des plans de séparation perpendiculaires au sens de la pression.

On saisit dès lors la cause de l'inclinaison uniforme des plans de schistosité. La force tangentielle qui donne lieu au déversement des plis dans un sens opposé à la poussée peut être décomposée en deux forces (fig. 84), dont l'une fait naître perpendiculairement à sa

direction des plans de schistosité, tandis que l'autre agit parallèlement aux flancs des plis, en y provoquant des glissements dont il sera question tout à l'heure. On comprend aussi, dans ces conditions, pourquoi l'horizontale des plans de schistosité présente la même orientation que l'axe des plis.

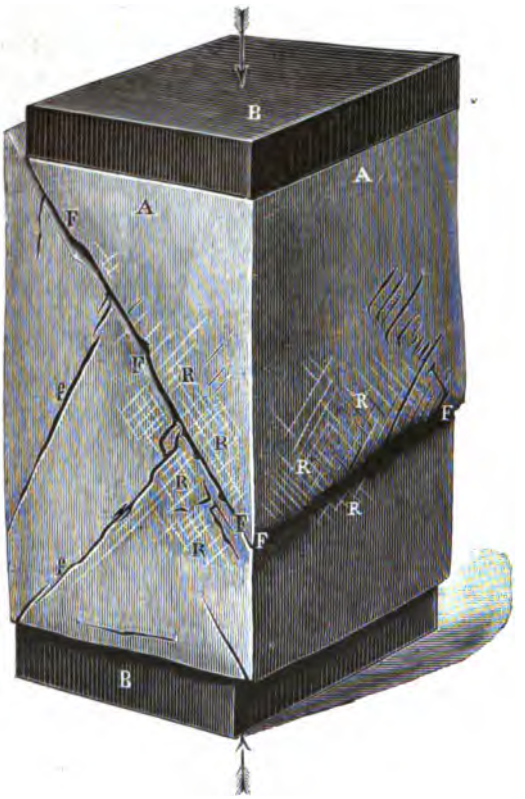
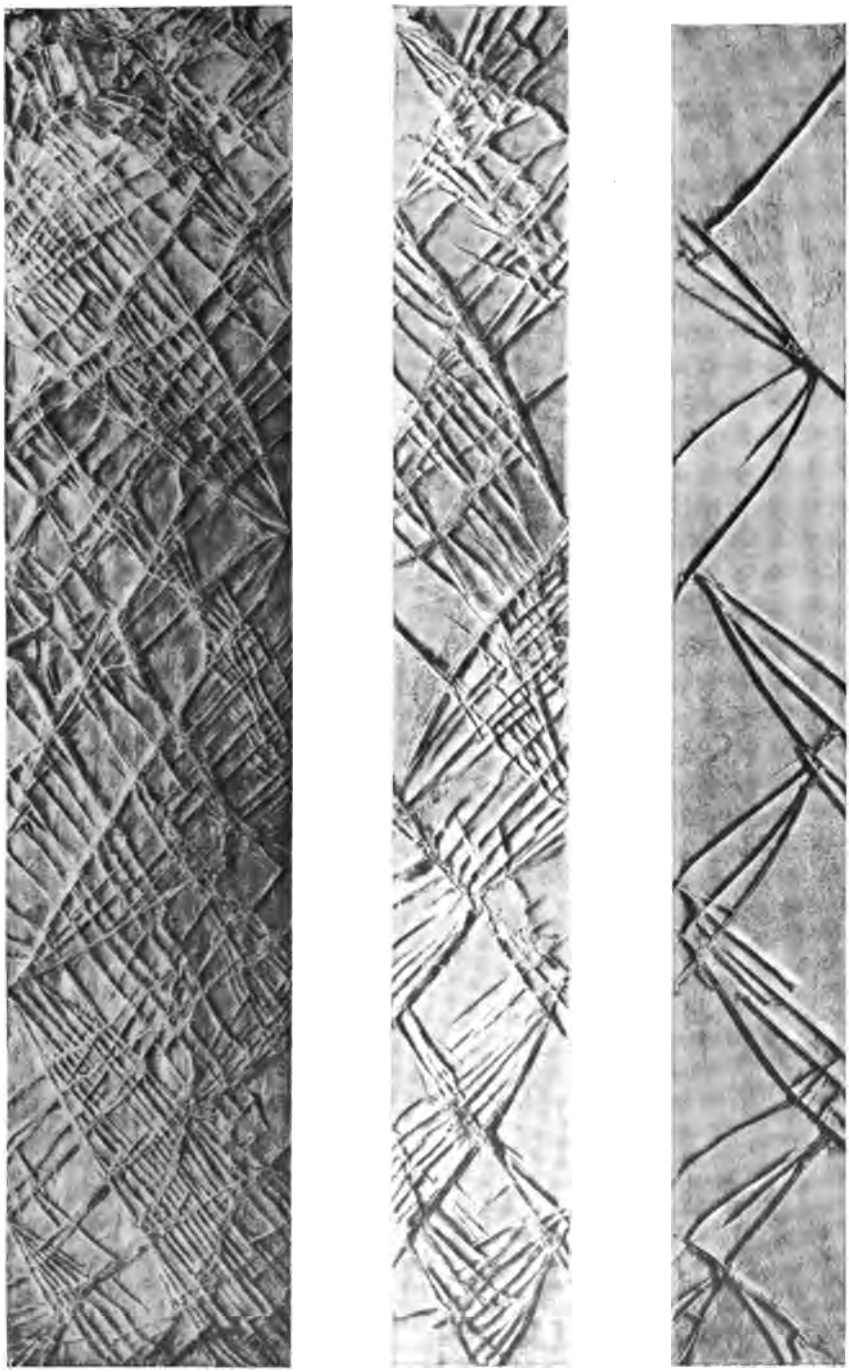


Fig. 85. — Prisme de cire à mouler soumis à l'action de la presse hydraulique, suivant le sens vertical.

BB, plaques de pression en fer; F, F, fente principale avec rejet; f, f, fentes conjuguées avec la précédente; R, R, réseau de fissures fines à peu près rectangulaires entre elles, développées sur les portions bombées des quatre faces du prisme. Échelle de 1/5 (d'après Daubrée, *Études synthétiques de Géologie expérimentale*).

La schistosité se développe sous l'action de la pression dans des roches à grain très fin, telles que les argiles, les grès argileux, etc. Les roches à grain grossier se divisent en bancs épais et c'est ce qui s'est produit pour certains granites, tels que la protogine des Alpes. Les roches compactes, telles que les calcaires non argileux, se fendillent à l'écrasement d'une manière plus ou moins régulière. Il se produit un véritable arrachement, accompagné de légers déplacements. Daubrée [1] a réalisé ce genre de cassures en écrasant, au moyen de la presse hydraulique, des blocs de cire à mouler (fig. 85). Il s'est produit un système de fentes conjuguées. Dans les calcaires, les vides, qui pouvaient exister un instant, ne tardent pas à être comblés par de la calcite cristallisée déposée par les eaux d'infiltration. La roche prend alors un aspect veiné, caractéristique de beaucoup de marbres. Les silex peuvent aussi quelquefois prendre un aspect craquelé par l'écrasement qu'ils ont subi.

Dans les roches hétérogènes, la pression affecte différemment les divers éléments. Ainsi, dans un poudingue, le ciment se tasse, les



D'après A. Daubrée.

REPRODUCTION EXPÉRIMENTALE DES DIACLASES.
Glaces tordues.

UofM

Cliché Émile Haug.

DIACLASES
dans les calcaires siliceux du Bajocien
(série Oolithique inférieure).
Privas (Ardèche).

Cliché Lamarle (in Michel Lévy).

FAILLE DE LA BOURBOULE
derrière l'ancien établissement thermal.
A gauche, le granite ; à droite, les cinérites néogènes.

galets sont fendus et les fragments se déplacent parfois les uns par rapport aux autres, comme on l'observe quelquefois dans la *Nagelfluh* du bord des Alpes Suisses, dans les conglomérats du Grès Vosgien, dans les alluvions sous-glaciaires des environs de Lyon (fig. 86), etc. Lorsque les galets entrent en contact, ils exercent une pression sur leurs voisins et peuvent alors présenter des cassures rayonnantes à partir d'un point où l'on voit nettement la trace du contact. L'écrasement est manifeste. Dans bien des cas, il n'est pas nécessaire de faire intervenir les pressions orogéniques, le seul poids des couches superposées suffit à rendre compte de l'écrasement.

Le tassement des couches antérieurement à leur consolidation peut donner lieu à des effets singuliers, tels que la production des *stylolithes*, qui sont des prismes à section très irrégulière, cannelés verticalement sur leurs faces. On les attribue au fait qu'une concrétion ou un fossile a préservé la masse plastique sous-jacente de l'écrasement, tandis que tout autour se produisait la compression [8].

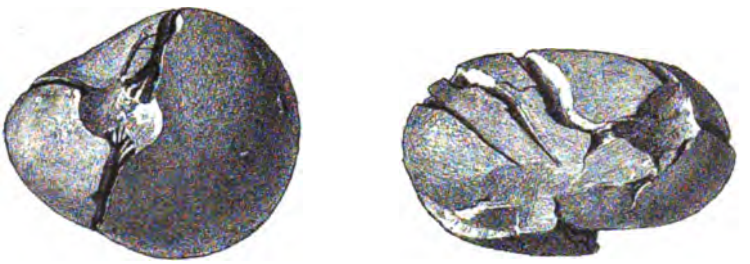


Fig. 86. — Galets écrasés des alluvions sous-glaciaires de St-Fons (Rhône). 3/4 gr. nat.

Laminage. — Nous avons vu dans le chapitre précédent que, dans les plis déversés ou couchés, l'un des flancs, par suite de poussées d'inégale intensité, peut être étiré, laminé, jusqu'à suppression complète. C'est presque toujours le flanc inverse qui subit cet étirement.

Il se produit des mouvements différentiels qui se traduisent par des glissements suivant les plans de stratification des couches, mais les couches elles-mêmes subissent une déformation, un allongement dans le sens de la poussée, accompagnée d'un amincissement, en d'autres termes un *laminage*. En général cette déformation se produit *sans rupture*, en raison de la plasticité des couches, mais il peut y avoir déformation *avec rupture*, c'est-à-dire avec formation de petites cassures transversales, qui se traduisent par la présence de veines spathiques.

La preuve du laminage est fournie par l'étirement des fossiles. Les Ammonites, enroulées en spirale, prennent une forme elliptique (fig. 87); les Trilobites sont allongés ou raccourcis, ou étirés obliquement, suivant que leur axe est dirigé dans le sens de l'étirement, ou à angle droit, ou obliquement [3] (fig. 88); les Poissons subissent des déformations analogues, qui, méconnues, ont donné lieu, à tort, à la création d'espèces [4]. Les Bélemnites, dont le rostre est formé de fibres rayonnantes de calcite, ne s'étirent pas, mais se tronçonnent en fragments qui sont séparés les uns des autres, grâce à l'étirement subi par la roche, les intervalles entre les tronçons étant remplis ultérieurement par de la calcite blanche [6] (fig. 89).

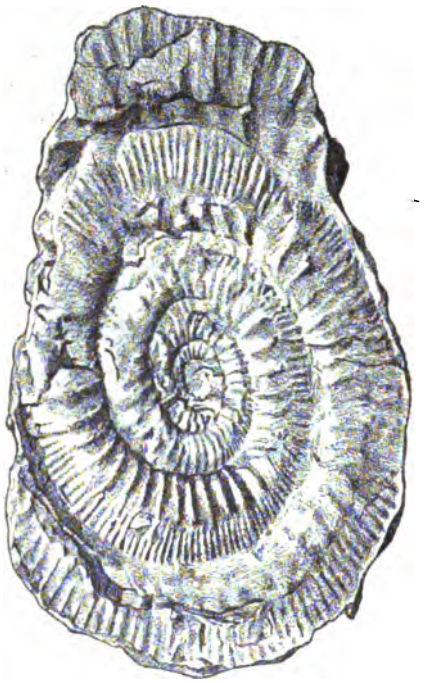


Fig. 87. — Ammonite étirée (*Cœloceras Bayleanum*), série Oolithique inférieure (Bajocien), Chalets d'Arsine, près Villars-d'Arène (Hautes-Alpes). Réd. au 1/3.

Éd. Jannettaz [5] a tiré une autre preuve de l'étirement des schistes de l'inégale conductibilité pour la chaleur dans le sens de l'allongement et dans le sens transversal. Lorsqu'on enduit de graisse la surface d'un schiste laminé et qu'on chauffe un point de cette surface, on voit se former une ellipse, dont le grand axe indique le sens de l'allongement; lorsqu'on procède de même sur une roche non étirée, on obtient un cercle.

Il résulte des observations d'A. Heim [6] que les déformations sans rupture, résultant du laminage, peuvent se produire exactement de la même manière sur des roches de composition très différente, plastiques ou non, et que les mêmes roches qui, en un point, présentent des déformations avec rupture, sont ailleurs déformées sans rupture. Sur un même échantillon, on peut rencontrer des déformations sans rupture et avec rupture, évidemment successives.

Le même auteur a montré — et l'on a souvent l'occasion en pays plissé de le vérifier — que, dans le cas des plis serrés et déversés, une même couche est devenue beaucoup plus épaisse dans la

Cliché Ch. Vélain.

STRATIFICATION ET SCHISTOSITÉ
dans les schistes éodévoniens d'Oignies (Meuse).

Cliché A. Bigot.

FAILLE DES HACHETTES, FALAISE DE SAINTE-HONORINE-DES-PERTES, PRÈS BAYEUX.
A gauche : base de l'Oolithe blanche (Bajocien supérieur), avec l'Oolithe ferrugineuse (Bajocien moyen) et la Mâlière (Aalénien supérieur) sous-jacentes ;
à droite : sommet de l'Oolithe blanche avec la base du Bathonien.

Cliché Paul Corbin.

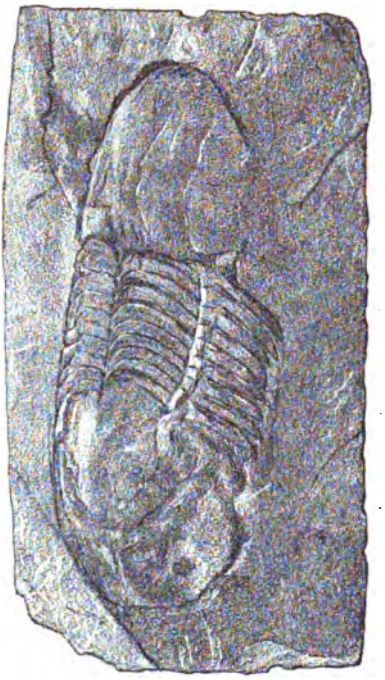
BRÈCHE DE DISLOCATION.
Base des nappes de Sulens.
Route de Faverges à Serraval (Haute-Savoie).

Cliché Emile Haug.

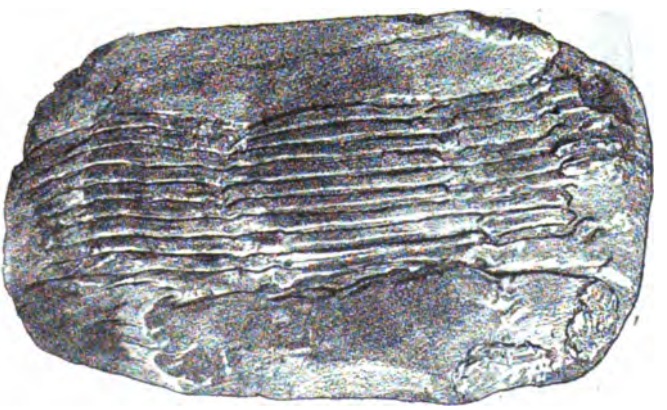
GORGE ÉPIGÉNIQUE.
Rampe des Commères. Vallée de la Romanche (Isère).
A gauche ensellement occupé par de la moraine de fond.

région de la charnière que dans les flancs du pli, comme s'il y avait eu afflux de matière vers la ligne où s'effectue la courbure. Cet afflux peut se traduire en outre par un plissotement extrêmement intense, accompagné fréquemment de petites cassures plus ou moins parallèles entre elles, qui sont autant de plis-failles en miniature (fig. 90). Lorsqu'elles se multiplient, elles constituent un véritable *pseudo-clivage*.

La schistosité, qui n'a rien de commun avec la fragmentation des roches résistantes, est en général beaucoup plus développée dans le voisinage des charnières que dans la région des flancs. On peut en conclure que le plissement et le clivage ne sont que deux manifestations simultanées d'une seule et même force.



a



b

Fig. 88. — Trilobite (*Illænus giganteus*), schistes ardoisiers siluriens d'Angers. *a*, étiré dans le sens de la longueur; *b*, étiré dans le sens de la largeur. Réd. au 1/3.

Heim a également pu établir que la déformation sans rupture augmente avec la distance verticale de la surface originale et qu'elle n'affecte les roches non plastiques qu'à une grande profondeur. A

la surface, ces mêmes roches se déforment avec rupture. La conclusion qui s'impose dès lors est que la plasticité des roches augmente avec la profondeur. En profondeur, les roches prennent, suivant l'expression de Heim, une *plasticité latente;* les pressions s'y répartissent dans tous les sens, comme elles le font dans un milieu liquide.

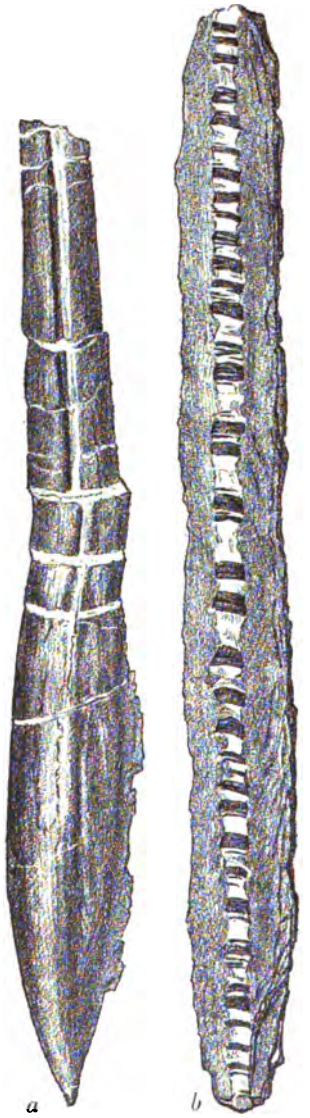


Fig. 89, *a*, *b*. — Bélemnites tronçonnées, marnes oxfordiennes, Frette de Sailles, Alpes Vaudoises (d'après Alb. Heim).

Les plissements les plus énergiques n'ont évidemment pu s'effectuer que sous une charge considérable de matériaux et ce n'est que grâce à des dénudations ultérieures que nous pouvons aujourd'hui en étudier les détails. C'est évidemment pour cette raison que les mouvements orogéniques sont localisés dans les géosynclinaux, où la condition requise se trouve réalisée, en raison de la grande épaisseur des couches.

L'assimilation à des liquides, de roches soumises à de très fortes pressions, est confirmée par les expériences de Tresca et de Daubrée [1]. Opérant sur des métaux, Tresca est arrivé à faire s'écouler, en les soumettant à l'action d'une presse hydraulique, des métaux très peu plastiques par un orifice circulaire étroit. Daubrée a forcé, dans les mêmes conditions, de l'argile à s'écouler par une ouverture circulaire ou rectangulaire. Il s'est formé, dans le premier cas, un cylindre à structure schisteuse dont les feuillets étaient concentriques par rapport à la surface du cylindre (fig. 91); dans le deuxième cas, les plans de schistosité étaient parallèles à la grande face du jet à section rectangulaire. De plus, Daubrée a mélangé à l'argile qu'il employait des paillettes de mica; celles-ci s'alignèrent, dans les parties devenues schisteuses par écoulement, de telle sorte que leurs grandes faces devinrent paral-

lèles aux plans de schistosité. Telle est probablement l'origine de certains micaschistes.

Après ces expériences, le rôle de l'*écoulement* dans le flanc inverse laminé des plis ne peut plus être mis en doute. Il est encore confirmé par les travaux d'Adams et Nicholson [9], qui sont arrivés à déformer du marbre en le soumettant à des pressions supérieures

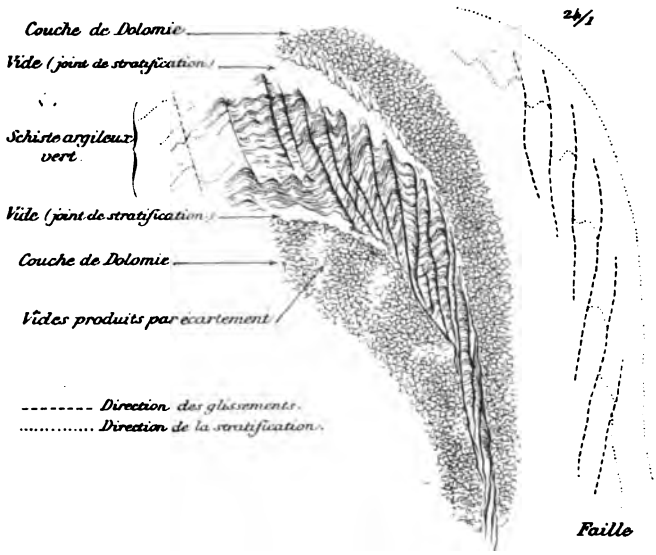


Fig. 90. — Plis-failles microscopiques (pseudo-clivage) dans la dolomie triasique du Tödi (d'après A. Heim).

à sa résistance à l'écrasement. A 300 ou 400°, la déformation se produit sans ruptures, le marbre devient malléable comme un métal.

Trituration. — Les déformations avec rupture peuvent déjà être envisagées comme une sorte de trituration. Les fragments, avant d'être cimentés, roulent sur eux-mêmes et s'écrasent les uns contre les autres. Il se produit ce que l'on appelle une *brèche de friction*. Des roches de cette nature se rencontrent souvent à la base d'une nappe de charriage (pl. XV, 1), ou le long des plis-failles, ou encore le long des failles ordinaires. Elles sont essentiellement clastiques, quoique l'action de l'eau n'intervienne que pour les cimenter. Les éléments, anguleux ou plus ou moins arrondis, varient de dimensions depuis des fragments microscopiques jusqu'à des blocs immenses.

Les roches granitoïdes ou volcaniques ainsi triturées présentent

une structure que l'on a qualifiée de *cataclastique*. Les cristaux sont broyés, brisés, déchiquetés, puis recimentés (*Mörtelstructur*, structure en mortier). Le ciment est formé de calcite, de quartz ou de minéraux altérés. Souvent il se développe de grandes quantités de séricite et, dans le cas des roches devenues schisteuses par pression, ce minéral couvre fréquemment la surface de tous les feuillets.

Fig. 91. — Production de la structure schisteuse et concentrique dans de l'argile forcée à s'écouler par un orifice circulaire. Vue d'un échantillon montrant deux sections, l'une suivant l'axe, l'autre dans le sens perpendiculaire. 2 fois gr. nat. (d'après Daubrée, *Études synthétiques de Géologie expérimentale*).

Dynamométamorphisme. — Partant de ces données, certains auteurs ont attribué la formation de la plupart des roches métamorphiques et, en particulier, des roches cristallophylliennes à l'action dynamique des mouvements orogéniques. Constatant que les schistes cristallins sont presque toujours fortement plissés, on avait conclu que leur métamorphisme était dû au plissement lui-même. De là est née la théorie du *dynamométamorphisme*, développée surtout par Rosenbusch [XIV, 18] et son école.

Au lieu d'envisager les gneiss comme des schistes sédimentaires devenus cristallins sous l'action de minéralisateurs venus de la profondeur, comme le fait l'école française, on leur attribue une origine interne et on les considère comme des roches granitoïdes devenues schisteuses par le laminage qu'elles ont subi. Si cette théorie correspond peut-être à la réalité pour ce qui concerne certains gneiss granitoïdes, comparables à la *protogine*, qui n'est autre chose qu'un granite à structure cataclastique, il est impossible de l'appliquer aux gneiss œillés ou glanduleux et aux gneiss gris.

On a attribué au dynamométamorphisme d'autres effets encore. On a supposé que les pressions résultant des actions orogéniques pouvaient faire naître, dans les roches laminées, des minéraux cristallisés semblables à ceux qui caractérisent le métamorphisme de contact. Ainsi on a imputé au laminage la présence de grenat, de zoïsite, de mica noir dans les schistes à Bélemnites du col de Nufenen, dans le Valais; la transformation d'arkoses en gneiss, celle de phyllades

en micaschistes. Le développement d'ottrélithe, de grenat, d'amphibole dans les schistes cambriens de l'Ardenne serait dû, d'après Gosselet, aux plissements qu'ont subis les schistes et au voisinage d'une faille. Alors que les actions cataclastiques sont indiscutables, la formation de silicates cristallisés sous la seule action des mouvements orogéniques est fortement contestée. Pour beaucoup d'auteurs, ces minéraux seraient d'origine profonde et ils se seraient développés *in situ* dans des points où l'arrivée des fluides minéralisateurs aurait été facilitée par les dislocations. Le phénomène de plissement aurait favorisé le métamorphisme en multipliant les surfaces d'attaque.

Après un véritable engouement pour le dynamométamorphisme, il semble que, en France au moins, on tombe maintenant dans l'excès contraire, en affirmant que « les actions dynamiques déforment, mais ne transforment point ». Sans invoquer des apports venus de la profondeur, on peut parfaitement concevoir que des silicates cristallisés peuvent prendre naissance dans des schistes ou dans des calcaires argileux sous la seule action de la pression. Les belles recherches de W. Spring [11] ont démontré que, sous de fortes pressions, des métaux différents mis en contact non seulement se soudent, mais peuvent aussi former par diffusion des alliages et que, d'autre part, la pression peut déterminer de véritables réactions chimiques entre des composés non dissous mis en présence. L'intervention des actions calorifiques est inutile. Il est incontestable dès lors que la seule pression a dû, dans certaines conditions, favoriser la production de silicates calcaires et de silicates alumineux cristallisés aux dépens de mélanges d'argile et de calcaire.

---

1. — A. Daubrée. Études synthétiques de géologie expérimentale. 1 vol. in-8°, 828 p., 181 fig. Paris, 1879.

2. — L. Duparc et A. Le Royer. Contributions à l'étude expérimentale des diaclases produites par torsion. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 3e pér., XXII, p. 297-313, pl. III, 1889.

3. — Henry Dufet. Note sur les déformations des fossiles contenus dans les roches schisteuses et sur la détermination de quelques espèces du genre *Ogygia*. *Ann. scient. de l'École normale supérieure*, 2e sér., IV, p. 183-190, 4 fig., 1875.

4. — A. Wettstein. Ueber die Fischfauna des Tertiaeren Glarnerschiefers. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, XIII, 103 p., 71 pl., 1886.

5. — Ed. Jannettaz. Mémoire sur les clivages des roches (schistosité, longrain) et sur leur reproduction. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XII, p. 211-236, 12 fig., 1884.

6. — Albert Heim. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbil-

dung. In-4°, t. II. Allgemeine Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, 246 p. Bâle, 1878.

7. — ID. Geologische Nachlese, n° 12. Gneissfältelung in alpinem Centralmassiv, ein Beitrag zur Kenntniss der Stauungsmetamorphose. *Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. in Zürich*, XLV, p. 205-237, pl. VIII, IX, 1900.

8. — A. ROTHPLETZ. Ueber eigenthümliche Deformationen jurassischer Ammoniten durch Drucksuturen und deren Beziehungen zu den Stylolithen. *Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayer. Akad. d. Wiss.*, XXX, p. 3-32, 1 fig., 1900.

9. — FRANK D. ADAMS and JOHN TH. NICHOLSON. An Experimental Investigation into the Flow of Marble. *Philos. Trans. of the Roy. Soc. of London*, Ser. A, CXCV, p. 363-401, 8 fig., pl. III-XXV, 1901.

10. — W. SPRING. La plasticité des corps solides et ses rapports avec la formation des roches. *Revue générale des Sciences*, XI, p. 1036-1041, 1900.

11. — E. WEINSCHENK. Mémoire sur le dynamométamorphisme et la piézocristallisation. *Congrès géol. intern. C. R. de la VIIIe session*, p. 326-341, 1901.

CHAPITRE XVI

MOUVEMENTS VERTICAUX DE L'ÉCORCE TERRESTRE

Failles et flexures. — Étude des failles sur des coupes transversales. — Étude des failles en plan. — Relations des fractures avec les zones de plissement. — Phénomènes accompagnant la production des failles. — Sens absolu des mouvements verticaux de l'écorce terrestre.

Failles et flexures. — Le rôle des forces tangentielles ressort avec évidence de toute étude analytique tant soit peu approfondie des plissements. Il est clair que, si ces forces cessent d'agir, il se produit une décompression, une distension qui permettra à la pesanteur de solliciter les voussoirs de l'écorce terrestre, comme dans le cas d'une voûte qui s'effondre, lorsqu'elle n'est plus soutenue par ses pieds-droits. La rémission des forces tangentielles déterminera une descente de vastes compartiments de l'écorce terrestre sous l'action de la simple pesanteur.

Cette descente peut se produire sans rupture, les parties affaissées restant en continuité avec les parties voisines, qui n'ont pas obéi à l'action de la pesanteur. Le raccordement a lieu alors par une double courbure des couches et par un plan incliné intermédiaire, réunissant les deux surfaces horizontales qui se trouvaient primitivement dans le même plan. On appelle *flexure* ou *pli monoclinal*, un pareil accident (fig. 92, *a*).

Tout comme dans le cas des plis proprement dits, résultant d'efforts tangentiels, le flanc de raccordement peut subir par étirement un amincissement (fig. 92, *b*), allant quelquefois jusqu'à la disparition complète, ou, ce qui revient au même, il peut se rompre sous l'effet de la traction. Le long du plan de rupture les couches présentent alors un double retroussement (fig. 92, *c*). Mais, le plus souvent, l'affaissement a lieu brusquement, la région affaissée est séparée de la région restée en place par une rupture qui se produit suivant un

plan voisin de la verticale. Un pareil accident est appelé une *faille* ou *fracture*. On a aussi employé le terme de *paraclase*, par opposition à *diaclase*, qui désigne une cassure sans déplacement relatif des couches de part et d'autre du plan de rupture.

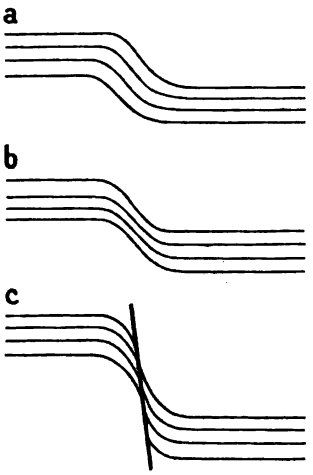


Fig. 92. — Flexures représentées en coupes transversales.

a, flexure normale; *b*, flexure à flanc médian étiré; *c*, flexure accompagnée de rupture.

Les diaclases, comme on l'a vu tout à l'heure (p. 226), résultent surtout de torsions des couches lors des mouvements orogéniques; elles n'ont rien de commun avec les dislocations dues à des mouvements verticaux, qui font l'objet de ce chapitre.

Laissant de côté les flexures, qui, contrairement à ce qui a été affirmé quelquefois [1], ne jouent qu'un rôle secondaire dans l'architecture du Globe, nous étudierons les failles, comme nous l'avons fait pour les plis, d'abord sur une coupe transversale, c'est-à-dire plus ou moins perpendiculaire à leur direction, puis dans le sens longitudinal, suivant leur direction même.

Étude des failles sur des coupes transversales. — Une vallée à peu près perpendiculaire à la direction d'une faille fournit, sur ses

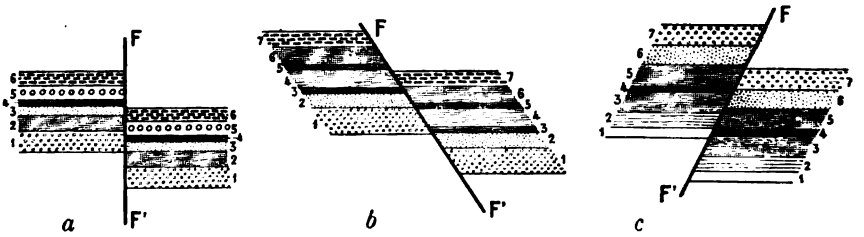


Fig. 93. — Divers types de failles (FF') affectant des couches horizontales (1-7).

a, faille verticale; *b*, faille normale; *c*, faille inverse.

deux flancs, des coupes naturelles qui permettent d'observer les allures de ce genre d'accidents tectoniques.

Nous reconnaissons l'existence d'une faille lorsque, en suivant une couche à flanc de coteau, sur sa ligne d'affleurement, nous la voyons s'arrêter brusquement, pour faire place, sur la même horizontale, à une couche plus récente ou plus ancienne; tandis

qu'elle-même se retrouve à un niveau plus élevé ou plus bas (fig. 93). Il en est de même pour toutes les couches qui affleurent sur le flanc de la vallée, et leur arrêt brusque a lieu sur une même ligne droite qui leur est perpendiculaire ou qui les coupe sous un angle voisin d'un angle droit. Cette ligne est l'intersection du plan de la faille avec la surface du terrain (pl. XIV, 2).

On appelle *lèvres* d'une faille les bords des couches brusquement tranchés par l'accident. On distingue la *lèvre soulevée* et la *lèvre affaissée*, en faisant allusion au mouvement relatif des couches de part et d'autre de la faille. D'ordinaire les lèvres se trouvent dans les mêmes plans respectifs que les couches dont elles constituent la terminaison, mais il peut arriver aussi qu'elles soient retroussées le

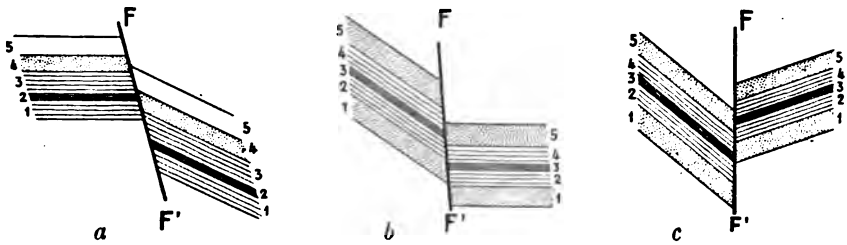


Fig. 94. — Variations dans l'inclinaison des couches de part et d'autre d'une faille.

long de la faille, comme dans le cas des flexures à flanc de raccordement étiré [XIV, 6].

Le *rejet* d'une faille est la valeur du déplacement relatif qu'a subi une couche donnée. On mesure d'ordinaire cette valeur en évaluant la distance verticale entre les deux surfaces d'une même couche, des deux côtés de l'accident.

Le plan de la faille est fréquemment vertical (fig. 93, *a*), mais il est non moins souvent incliné vers la lèvre affaissée (fig. 93, *b*). C'est même à cette catégorie de failles que l'on réserve la dénomination de *failles normales*. Par contre, on appelle *failles inverses* (fig. 93, *c*) celles dont le plan est incliné de manière à surplomber la lèvre affaissée. Il est souvent difficile de distinguer une faille inverse d'un pli-faille inverse, notamment lorsque les charnières de ce dernier ne sont pas visibles.

Dans le cas d'une faille normale, l'espace occupé par les couches est plus grand qu'antérieurement à la production de la fracture; dans celui d'une faille inverse, c'est le contraire qui a lieu, puisque la lèvre soulevée chevauche sur la lèvre affaissée.

Nous avons supposé jusqu'ici que les couches affectées par la faille

étaient restées horizontales, mais il arrive très souvent que les couches affaissées sont inclinées, tandis que les couches demeurées en place sont horizontales (fig. 94, *a*), et quelquefois c'est l'inverse qui se produit (fig. 94, *b*), ou bien les unes sont inclinées en sens opposé des autres (fig. 94, *c*).

D'autres fois, enfin, les couches présentent la même inclinaison de part et d'autre de la faille, qui elle-même peut être inclinée dans le

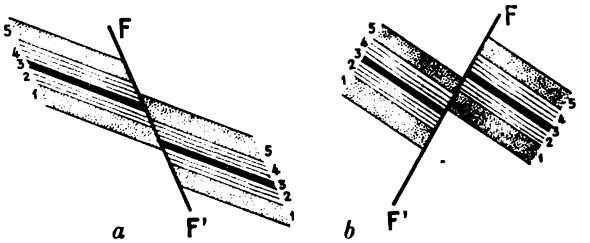


Fig. 95. — *a*, faille conforme; *b*, faille contraire.

même sens que les couches (fig. 95, *a*), ou en sens inverse (fig. 95, *b*). Dans le premier cas on dit que la faille est *conforme;* dans l'autre, elle est *contraire* [XIV, 6].

L'affaissement d'un compartiment de l'écorce terrestre par rapport à un compartiment voisin peut avoir lieu par la formation d'une cassure unique, on dit alors que la faille est *simple*. Mais l'affaissement peut aussi se produire grâce à la formation d'un nombre plus

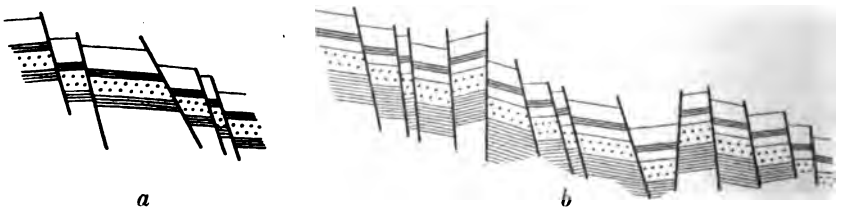


Fig. 96. — *a*, failles en escalier; *b*, failles à rejet compensateur (d'après Emm. de Margerie et Albert Heim).

ou moins considérable de failles de moindre importance dont les rejets s'additionnent, de sorte que l'on descend du compartiment le plus élevé au compartiment le plus bas par une série de gradins successifs. Dans ce cas on parle de *failles en escalier* (fig. 96, *a*).

La descente n'est cependant pas toujours aussi régulière, car le rejet des failles successives n'est pas toujours dans le même sens. Dans le nombre il s'en trouve dont le rejet est en sens inverse de leurs voisines, de sorte qu'elles annulent l'effet de celles-

LE ROCHER DE GIBRALTAR
vu des Lignes.
Paroi verticale de calcaires liasiques, due à la présence d'une faille.

Cliché Émile Haug.

LE HORST DU LIEBFRAUENBERG, PRÈS WŒRTH (Alsace),
vue prise du monument français de Frœschwiller.
Lambeau de Trias inférieur resté en saillie, entouré de Trias moyen et supérieur affaissés.

ci; on les a appelées des *failles à rejet compensateur* (fig. 96, *b*).

Telles sont les observations que l'on peut faire sur les failles sur une coupe transversale; pour voir ce qu'elles deviennent dans le sens de leur longueur, il faut les étudier en plan, en suivant leur trace sur le terrain.

ÉTUDE DES FAILLES EN PLAN. — Il convient d'étudier séparément les failles simples et les groupements de failles.

Failles simples. — Une faille se traduit souvent sur le terrain par une dénivellation, le compartiment resté en place formant un

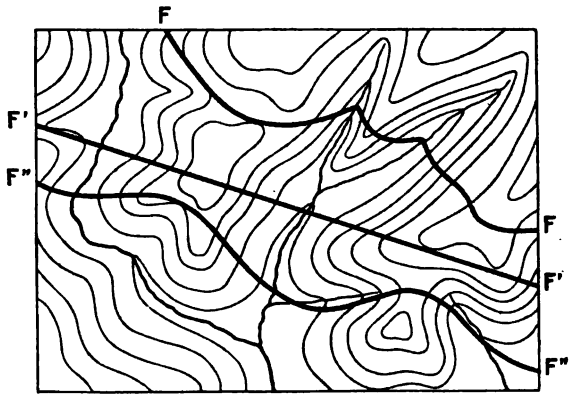


Fig. 97. — Intersection de trois failles avec une surface topographique.

FF, faille dont le plan est incliné vers l'amont des vallées; F'F', faille dont le plan est vertical; F"F", faille dont le plan est incliné vers l'aval.

plateau qui domine le compartiment affaissé d'une hauteur égale précisément au rejet. L'abrupt qui délimite le plateau se confond primitivement avec l'emplacement de la faille. On a appelé *regard* de cette faille le côté de l'horizon auquel l'escarpement fait face. Ainsi, dans le Jura, où l'affaissement a lieu assez généralement vers l'ouest ou le nord-ouest, on dit que les failles ont le « regard français ».

On doit bien se garder de voir une faille partout où un plateau se termine par un abrupt; les voyageurs ont souvent, par un abus de langage, correspondant du reste à une idée fausse, appelé failles des escarpements qui sont dus à l'action des agents atmosphériques ou des eaux courantes et ne correspondent à aucune dislocation des couches.

D'ailleurs l'abrupt ne coïncide avec le passage de la faille que dans le cas où la dénivellation primitive n'a pas été masquée ultérieure-

ment par des phénomènes de dénudation. Souvent le passage d'une faille ne se traduit dans la topographie par aucun accident dans la pente, sa présence n'apparaît que grâce au contact brutal de deux couches d'âge différent. C'est en suivant pas à pas sur le terrain la limite de ces deux couches que le géologue est à même de tracer la faille sur la carte.

Lorsque ce tracé est parfaitement rectiligne, quelque accidenté que soit le terrain, on est en droit de conclure que le plan de la faille est vertical (fig. 97, F'F'). Mais il arrive fréquemment que le tracé décrit

Fig. 98. — Faille ramifiée (d'après E. de Margerie et A. Heim).

des courbes sur les croupes et des angles à la traversée des vallées. L'inclinaison de la faille et le sens de cette inclinaison peuvent être facilement déduits du côté où les angles sont ouverts (fig. 97, FF, F"F").

Il existe aussi des failles qui, même verticales, ont un tracé curviligne; elles correspondent alors réellement à une surface courbe et leur trace sur un plan horizontal serait figurée par une ligne courbe.

Par rapport à la direction des couches les failles peuvent occuper les positions les plus diverses. Lorsqu'une faille est parallèle à la

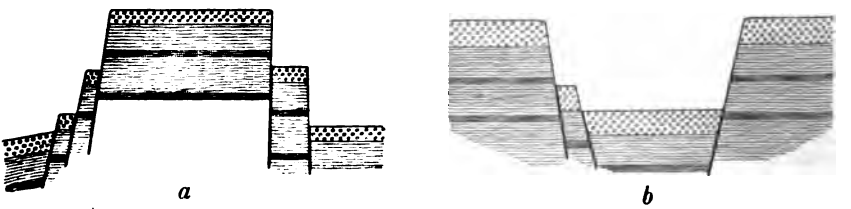


Fig. 99. — *a*, horst; *b*, fossé (coupes schématiques).

direction des couches, ou, ce qui revient au même, perpendiculaire à leur plongement, elle est qualifiée de *faille longitudinale*; lorsqu'elle est oblique à la direction des couches, c'est une *faille diagonale*; enfin, lorsqu'elle est perpendiculaire à la direction des couches, c'est une *faille transversale* [XIV, 6].

Groupements de failles. — Les failles en escalier et les failles à rejet compensateur, dont il a été question plus haut, peuvent cheminer parallèlement sur de grandes longueurs, jusqu'au point où, leur rejet devenant nul, elles cessent d'exister; mais elles peuvent aussi se rapprocher deux à deux et se rencontrer, de manière à se

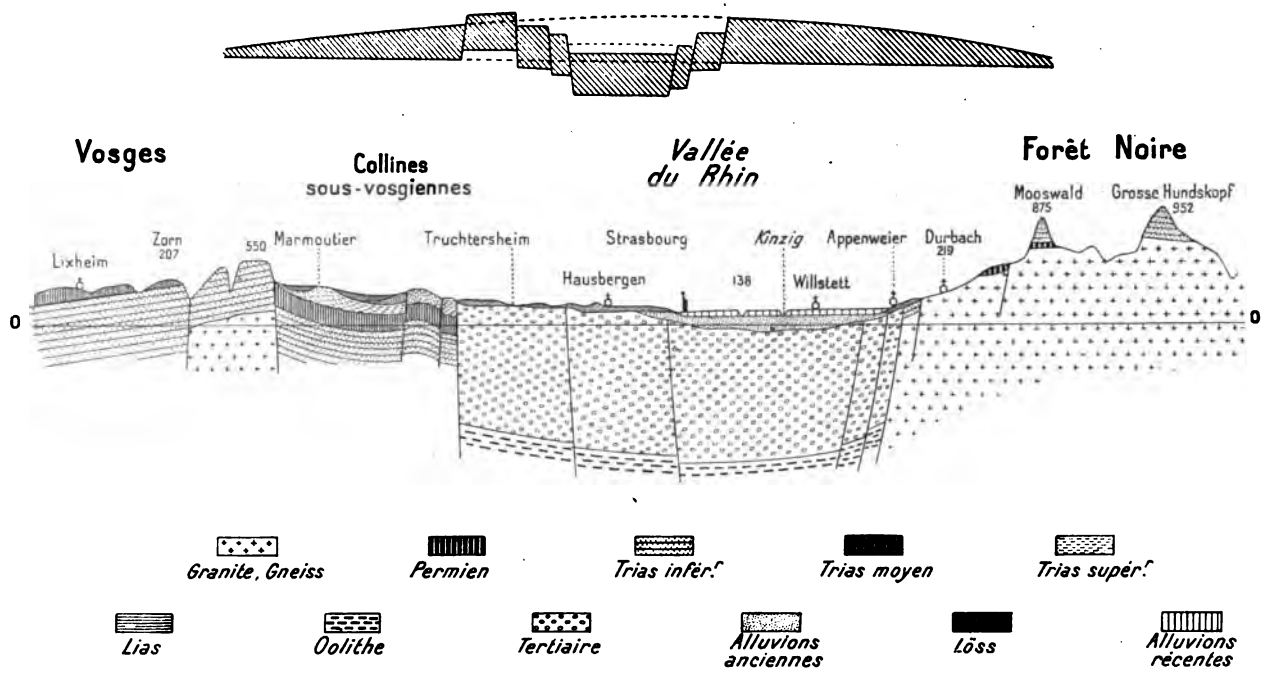


Fig. 100. — Coupe transversale (W.-E.) du fossé de la vallée du Rhin; échelle : 1/600 000.
La coupe schématique placée au-dessus montre l'affaissement inégal des voussoirs (d'après L. VAN WERVECKE).

confondre en une faille unique; ou bien une faille peut se ramifier, se décomposer en branches secondaires (fig. 98). Lorsque plusieurs failles viennent à converger en un même point, on parle d'un *faisceau de failles*.

On désigne sous le nom de *fossé* (« Graben ») une bande de terrain affaissé, située entre deux zones non affaissées et limitées par deux failles parallèles, ou par deux systèmes de failles en escalier qui se font face (fig. 99, *b*). Un exemple classique de fossé est fourni par la vallée du Rhin, entre Bâle et Mayence, qui n'est autre chose qu'une large bande affaissée entre les deux massifs surélevés des Vosges, à l'ouest, et de la Forêt-Noire, à l'est, et délimitée par deux failles parallèles, dont le rejet est très considérable, mais qui sont remplacées en plusieurs endroits par des failles en escalier (fig. 100, 101).

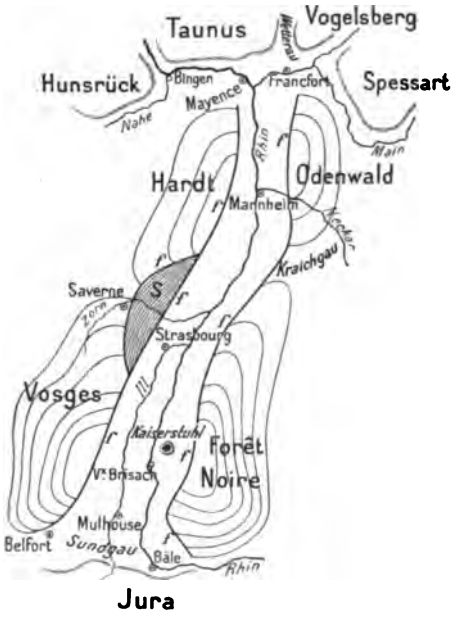


Fig. 101. — Carte schématique du fossé de la vallée du Rhin, bande effondrée traversant les deux dômes Hardt-Odenwald et Vosges-Forêt Noire, dont la surface structurale est représentée par des courbes de niveau (d'après E. Schumacher).

f, failles principales; S, dépression de Saverne.

Les deux Limagnes, Limagne d'Allier et Limagne de Loire, sont, de même, des bandes affaissées, qui pénètrent profondément dans l'intérieur du Plateau Central.

La mer Rouge est également un fossé, une bande effondrée entre l'Égypte et l'Arabie, et les traînées de grands lacs de l'Afrique orientale ont été interprétées comme des fossés compris entre deux grandes failles parallèles.

Il existe inversement des bandes surélevées, situées entre deux zones affaissées et délimitées par deux failles parallèles ou par deux systèmes de failles, dont la chute se produit de part et d'autre en sens inverse (fig. 99, *a*). On donne quelquefois le nom de *môles* à ces massifs surélevés, mais le terme de *horst*, introduit par Suess, a prévalu, même en français, dans le langage géologique.

A l'une ou à l'autre de ses deux extrémités un horst peut se

terminer par la réduction graduelle à zéro du rejet des deux failles principales qui le délimitent; ou bien ces deux failles peuvent converger, donnant ainsi naissance à un massif en coin (pl. XVI, 2); ou encore et plus fréquemment peut-être, il arrivera que des failles transversales ou diagonales couperont les failles principales. L'intersection de deux systèmes de failles conjuguées (fig. 102) produit une véritable marqueterie, tout un système de petits losanges, les uns surélevés, les autres affaissés.

Le Morvan est un excellent exemple de horst, surélevé entre la Limagne à l'ouest et la vallée du Rhône à l'est, et séparé de ces deux zones d'affaissement par des failles parallèles, dirigées N.-S., qui forment des abrupts assez marqués dans la topographie. Au nord, par contre, le Morvan se termine en pente douce, car le rejet des deux failles méridiennes se réduit ici à zéro. Les Vosges et la Forêt-Noire sont deux grands horsts dissymétriques, qui se font face de part et d'autre de la vallée du Rhin (fig. 100, 101). Le Thüringer Wald (fig. 103) est lui aussi un horst, formant éperon, à la manière du Morvan, dans une région effondrée.

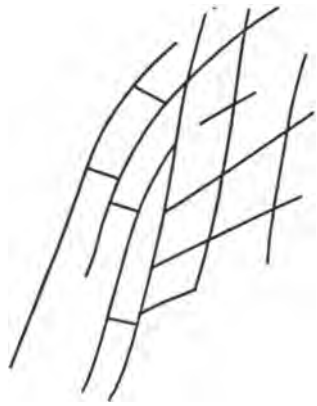


Fig. 102. — Failles conjuguées.

Le Sinaï est un horst en forme de coin, situé entre les deux fossés du golfe de Suez et du golfe d'Akaba. Ce dernier se prolonge au nord par le fossé syrien ou dépression de la mer Morte.

Certains horsts et certains fossés, au lieu d'être délimités par des failles, le sont par des flexures, de sorte qu'ici l'affaissement a eu lieu sans rupture. On en connaît plusieurs exemples dans le centre des États-Unis.

En ce qui concerne les régions effondrées, il arrive aussi qu'elles sont inscrites, non dans des systèmes de failles parallèles, mais dans un cercle de *failles périphériques*. Dans ce cas, on observe généralement un système conjugué de *failles radiales* (fig. 104). Il existe de ces aires d'effondrement circulaires qui sont comme coupées à l'emporte-pièce et il est fort probable que maint golfe en demi-cercle doit son origine à un pareil accident qui a entamé la région littorale.

Relations des fractures avec les zones de plissement. — Les effondrements qui entraînent la formation de horsts et de fossés se pro-

duisent le plus souvent après qu'une région plissée a été envahie par une transgression marine et qu'une série sédimentaire appartenant à un nouveau cycle s'est déposée en discordance sur la série plissée du cycle précédent. Les failles morcellent le pays en une série de blocs, constitués par des couches horizontales, mais où apparaissent,

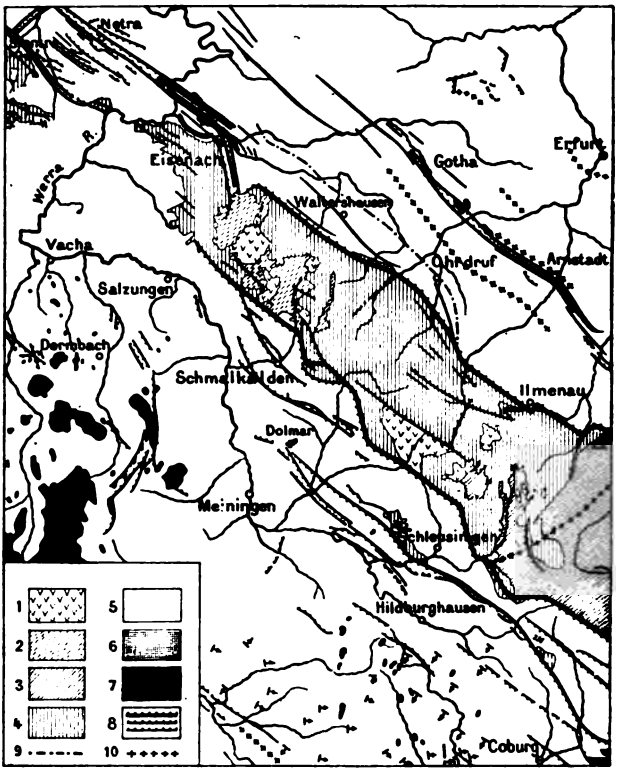


Fig. 103. — Le horst du Thüringerwald et ses failles bordières (d'après R. Lepsius et C. Regelmanm, in E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II).

1, granite; 2, gneiss et schistes cristallins; 3, Cambrien; 4, Permien et roches porphyriques; 5, Trias; 6, Jurassique; 7, basaltes tertiaires; 8, failles (l'épaisseur du trait est proportionnelle à l'importance de la dénivellation; les crans indiquent la lèvre abaissée); 9, synclinaux; 10, anticlinaux. — Échelle de 1 : 1 000 000.

surtout dans les horsts, les terrains anciens mis à nu par les agents atmosphériques. L'*architecture tabulaire* est le trait caractéristique d'une pareille région; mais on aurait tort de considérer la présence de failles comme essentiellement liée à ce type géomorphogénique, car on peut rencontrer tout aussi fréquemment des failles dans une région de plissements, qui n'a pas été le théâtre d'une nouvelle invasion marine et où, par conséquent, ce sont les plis qui

impriment à la topographie son caractère particulier. Ces failles ont cependant des allures spéciales et offrent avec les plissements des relations définies qu'il importe de préciser.

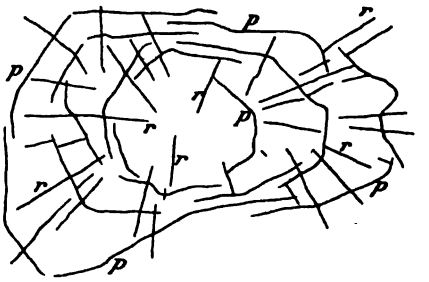


Fig. 104. — Failles périphériques (*p*) et failles radiales (*r*) d'un effondrement circulaire (d'après E. de Margerie et A. Heim).

Les *fractures transversales* sont celles qui coupent à angle droit ou sous un angle assez ouvert la direction des zones de plissement. Elles rappellent par leur position les décrochements, mais elles ne correspondent pas à un déplacement horizontal de l'axe des plis. Elles constituent souvent tout un système de failles parallèles, mais ne donnent lieu en général ni à des horsts ni à des fossés.

La faille connue sous le nom de « ligne des thermes », qui se dirige de Vienne vers le sud et coupe net les plis des Alpes calcaires septentrionales, est un exemple classique de ces failles transversales. La faille de Schio, en Vénétie, joue, dans les Alpes calcaires méridionales, un rôle analogue, quoique beaucoup moins grandiose. La grande faille du Forez coupe de même obliquement presque tous les plis du Plateau Central.

Les *fractures longitudinales* suivent, par contre, la direction générale des plissements; on est, pour cette raison, exposé à les confondre facilement avec des plis-failles.

La faille de Rouen est une des plus importantes dislocations du bassin de Paris, on la suit depuis Maromme jusqu'à Versailles, sur une longueur de plus de 120 km. Elle est sensiblement parallèle à la direction générale des plis qui, dans la région, ont affecté les terrains crétacés et tertiaires, c'est-à-dire N. W.-S. E.

Dans le Jura, les failles longitudinales jouent un rôle très important, en particulier dans la partie franc-comtoise de la chaîne, où elles délimitent plusieurs grands plateaux intercalés entre les divers faisceaux de plis.

Les grandes cassures longitudinales ne sont pas moins fréquentes dans les Alpes orientales, dans l'Himalaya, dans la Cordillère des Andes, etc., mais leurs relations avec les plissements ne sont pas partout nettement établies.

Les angles de rebroussement où s'opère la jonction des faisceaux de plis en guirlandes (v. plus haut, p. 207) sont manifestement des

zones de faiblesse dans les régions plissées, car elles constituent un lieu d'élection pour les fractures simples et les fossés, dont la situation coïncide souvent presque rigoureusement avec les arêtes de rebroussement.

Dans le Plateau Central, les fossés de la Limagne se trouvent dans le voisinage immédiat de la jonction des plis armoricains et varisques. De même le fossé de Christiania est situé dans un angle de rebroussement des plissements antécambriens du massif Scandinave. Au Japon, la « grande fosse » est un large fossé dont l'emplacement correspond exactement à la jonction de deux guirlandes de plis, dans le centre de la grande île de Hondo. D'autres exemples, peut-être plus frappants encore, seront énumérés lorsque nous étudierons les relations des volcans avec les fractures. Nous réservons de même pour un chapitre ultérieur l'étude des lois qui président à la répartition géographique des grandes cassures de la lithosphère et nous verrons alors comment les effondrements ont donné lieu au morcellement des anciennes aires continentales.

Phénomènes accompagnant la production des failles. — L'affaissement d'un voussoir de l'écorce terrestre le long d'une faille est accompagné généralement d'un frottement très intense des deux lèvres l'une contre l'autre. Il en résulte alors un burinage de l'une des lèvres par les aspérités de l'autre et quelquefois un polissage si parfait que l'on a appelé *miroirs de faille* (pl. XIV, 2) les surfaces ainsi polies. Des cannelures parallèles subsistent pourtant presque toujours et leur direction indique le sens dans lequel s'est produite la friction. Elles sont verticales dans le cas des failles proprement dites et horizontales lorsqu'il s'agit d'un décrochement; elles fournissent donc une précieuse indication sur le sens et la nature du mouvement.

Comme les effondrements résultent de la rémission des forces tangentielles et comme la production de failles normales correspond à une augmentation de surface des couches disloquées, il est naturel que l'on observe fréquemment des *failles béantes*, appelées aussi *failles ouvertes* ou *failles disjonctives*, par opposition aux *failles fermées*, qui présentent des phénomènes de friction.

Souvent des paquets de couches sont tombés dans la fente et présentent alors des allures extrêmement disloquées. Mais les brèches que l'on observe souvent le long des failles sont le résultat de la trituration des débris arrachés aux lèvres par le frottement, c'est ce que l'on a appelé des *brèches de friction* ou *brèches de dislocation*. Les plis-failles peuvent présenter exactement le même phénomène.

Les fissures béantes que laissent les failles ouvertes sont souvent remplies ultérieurement de bas en haut par des produits d'origine volcanique, qui forment alors des *dykes*. Nous aurons l'occasion d'y revenir. De même les sources thermales, dont la sortie est souvent liée à la présence des failles, déposent, sur les parois des cassures, des substances minérales cristallisées, et ce remplissage, que nous étudierons plus loin, constitue ce qu'on appelle des *filons*.

Sens absolu des mouvements verticaux de l'écorce terrestre. — Dans tout ce chapitre, nous avons constamment supposé, pour fixer

Fig. 103. — Formation de la vallée du Rhin (d'après A. Andreæ).

les idées, que les failles sont dues à un affaissement d'une des lèvres, la lèvre opposée conservant son altitude primitive; mais il est évident que, dans la plupart des cas, on peut affirmer seulement qu'il s'est produit un mouvement relatif des deux lèvres, l'une d'elles s'étant rapprochée davantage du centre de la Terre que l'autre. Il est même des cas où rien n'indique un mouvement de descente, où, par contre, on doit admettre que c'est un mouvement de surélévation qui s'est produit après rupture, d'un côté de la faille, tandis que l'autre côté restait en place. C'est évidemment de cette manière qu'il convient d'interpréter la formation des dômes entamés sur l'un de leurs côtés par une faille. Dans ces accidents, très fréquents par exemple en Tunisie [5], le mouvement de surrection a été accompagné d'une rupture suivant le plan de symétrie, de sorte que l'une des moitiés du dôme n'a pas suivi le mouvement ascensionnel de l'autre moitié. De même, dans l'Ardèche, la bordure sud-est du Plateau Central est marquée, entre la Voulte et les Vans, par la présence d'une faille, qui par places est très oblique et qui est due à la surrection du massif ancien, tandis que les terrains secondaires de la bordure n'ont été que localement entraînés dans le mouvement de surélévation [6].

On a fait souvent la remarque que la formation d'un fossé était précédée d'un soulèvement en dôme ou en voûte, dans l'axe duquel des voussoirs se sont effondrés. C'est l'explication que, depuis Élie de Beaumont, on donne de la formation du fossé de la vallée du

Rhin, entre les Vosges et la Forêt Noire, massifs constituant les flancs d'une voûte unique dont la clé s'est affaissée. Et cet effondrement axial a été attribué par A. Andreæ [3, 4] à la formation d'une série de failles normales à plongements opposés, qui se seraient produites d'abord sur les bords de la voûte, pour gagner ensuite les parties médianes. Le voussoir axial (R) n'étant plus soutenu latéralement se serait effondré entre deux failles inverses (fig. 105).

Enfin, on peut aussi concevoir qu'un coin, compris entre deux

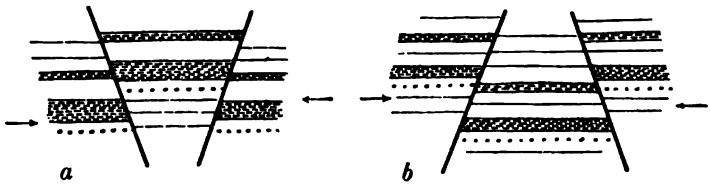


Fig. 106. — Coins surélevé (*a*) et abaissé (*b*) par refoulement latéral (d'après E. de Margerie et A. Heim).

failles dont les plans convergent vers le bas, soit soulevé par la pression latérale qu'exerceront, dans leur mouvement de descente, les compartiments situés de part et d'autre des deux failles (fig. 106).

---

1. — Johannes Walther. Ueber den Bau der Flexuren an den Grenzen der Kontinente. *Jenaische Zeitschr. f. Naturw.*, XX, p. 243-278, pl. X-XII, 1886.

2. — Fr. Leslie Ransome. The Directions of Movement and the nomenclature of Faults. *Economic Geology*, I, p. 777-787, fig. 62-65, 1906.

3. — A. Andreæ. Eine theoretische Reflexion über die Richtung der Rheinthalspalte und Versuch einer Erklärung, warum die Reinthalebene als schmaler Graben in der Mitte des Schwarzwald-Vogesenhorstes einbrach. *Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. zu Heidelberg*, N. F., IV, p. 16-25, 6 fig., 1887.

4. — Id. Beiträge zur Kenntniss des Rheinthalspaltensystemes. *Ibid.*, 9 p., 5 fig., 1887.

5. — Émile Haug. Sur quelques points théoriques relatifs à la Géologie de la Tunisie. *A. F. A. S. C. R. 26e session.* St-Étienne, 1897, p. 366-376, 5 fig., 1898.

6. — Id. Sur les dislocations de la bordure du Plateau Central, entre la Voulte et les Vans. *C. R. Ac. Sc.*, CXLIII, p. 705-708, 1906.

V. aussi : 0,1-4; 0,22; XII, 12; XIV, 6; XIV, 10.

CHAPITRE XVII

LES ÉRUPTIONS VOLCANIQUES

Définition. — Caractères physiques des produits volcaniques. — Divers types d'éruptions.

Définition. — Les *phénomènes volcaniques* sont des manifestations de l'activité interne du Globe, localisées en des points déterminés de la surface terrestre que l'on appelle des *volcans*. On peut définir un volcan la bouche de sortie par où, d'une manière permanente ou temporaire, des matières à haute température, originaires de l'intérieur de la Terre, sont amenées au jour. La sortie de ces matières a lieu principalement par une ouverture située au sommet d'un *cône volcanique*; c'est le *cratère*, orifice d'une *cheminée* par laquelle a lieu l'ascension des matériaux d'origine interne.

Les paroxysmes de l'activité volcanique ne sont autre chose que ce que l'on appelle communément les *éruptions*, phénomènes essentiellement intermittents. Il y a, en effet, des *volcans éteints*, ou considérés comme tels, qui depuis l'époque historique n'ont plus eu d'éruptions. Tels sont les volcans de l'Auvergne, dont les plus récents, ceux de la chaîne des Puys, datent de la période Quaternaire, tandis que ceux du Mont Dore et du Cantal sont éteints depuis une époque plus reculée. Rien n'indique d'une manière certaine que le repos de ces volcans soit définitif.

Les *volcans en activité* présentent des alternances de phases de tranquillité et de paroxysmes; leur activité se réveille quelquefois après une très longue période de sommeil.

Dans l'Antiquité, le Vésuve n'était pas considéré comme un volcan et cependant son cône, formé lors d'éruptions très anciennes, existait déjà. Le réveil eut lieu en l'an 79 de l'Ère chrétienne et c'est au cours de cette première éruption dont l'histoire ait connaissance que furent détruites les villes d'Herculanum et de Pompéi. A partir de

cette date il y eut un paroxysme à peu près tous les cent ans. De 1306 à 1631, le volcan traversa de nouveau une période de calme. Depuis 1712, des périodes d'activité presque continue, dont quelques-unes ont duré plus de 25 ans, alternent avec des périodes de repos de 2 à 7 ans.

D'autres volcans ont un régime beaucoup plus régulier. Le Stromboli est remarquable par son intermittence, à très courte période. Les éruptions, qui se traduisent par une ascension de la lave dans le fond du cratère et par une faible explosion, se produisent à des intervalles très rapprochés, tantôt très réguliers et ne dépassant pas 2 minutes, tantôt moins réguliers et sensiblement plus longs.

Nous étudierons ici tout d'abord les caractères physiques des produits rejetés par les volcans, pour passer ensuite en revue les différents types d'éruptions [1-5]. Dans un second chapitre, nous apprendrons à connaître la structure interne des appareils volcaniques. Puis il y aura lieu de nous livrer à l'examen sommaire des émanations gazeuses des volcans et des roches éruptives. Nous terminerons l'étude des phénomènes volcaniques par un aperçu de la distribution géographique des volcans et par des considérations générales sur les causes du volcanisme.

Caractères physiques des produits volcaniques. — Les produits amenés à la surface lors des éruptions volcaniques ont été généralement répartis dans les trois catégories des *projections gazeuses*, des *projections solides* et des *coulées*, mais il convient d'y ajouter, d'après les observations faites en 1902 et 1903 à la Montagne Pelée, les *extrusions visqueuses*.

Projections gazeuses. — Nous ne parlerons pas, dans ce chapitre, des émissions gazeuses temporaires ou constantes qui se produisent sur les flancs ou aux abords du volcan et qui ont reçu le nom de *fumerolles*, nous nous en occuperons plus tard. Il ne sera question ici que des *dégagements gazeux explosifs*, projetés au dehors avec violence par le cratère ou, plus rarement, par de grandes fissures qui prennent naissance sur les flancs du cône.

Leur composition chimique est mal connue et a été déduite principalement de celle des fumerolles du bord du cratère. La vapeur d'eau semble prédominer de beaucoup, les autres gaz représentés sont l'acide carbonique, l'oxyde de carbone, l'azote, le méthane, l'hydrogène. Ces deux derniers sont susceptibles de s'enflammer, de sorte que l'on voit quelquefois jaillir d'un cratère de véritables flammes.

Cliché Nowaczek.

ÉRUPTION DU VÉSUVE,
le 6 avril 1906, vue de Naples.

Cliché Nowaczek.

CHUTE DE CENDRES A OTTAJANO.
Éruption du Vésuve, avril 1906.

UofM

Cliché Fumagalli

LE VÉSUVE EN ÉRUPTION (PHASE VULCANIENNE).
(13 avril 1906).

Cliché A. Lacroix.

NUÉE DE LA MONTAGNE PELÉE.
La nuée du 16 décembre 1902 arrivant à la mer.
(Hauteur 4.000 mètres).

Les dégagements gazeux explosifs entraînent des matières solides en quantité plus ou moins grande. Dans certains volcans, les explosions donnent lieu à une projection verticale de gaz à très haute température, qui n'est visible que la nuit, grâce aux blocs incandescents qu'elle entraîne avec elle. C'est ce que l'on observe par exemple au Stromboli.

Dans d'autres volcans, la quantité de matières solides projetées par l'explosion est beaucoup plus grande, les blocs sont accompagnés de cendres, de sorte que la projection verticale se traduit par un immense panache de fumée, qui s'étale au sommet, en présentant l'aspect d'un pin-parasol (pl. XVII, 1). Les nuées sont constituées par des volutes très denses (pl. XVIII, 1), très opaques, presque noires, souvent sillonnées d'éclairs.

Un type tout à fait spécial de projections gazeuses a pour la première fois attiré l'attention des géologues lors de l'éruption de la Montagne Pelée [11]. C'est le phénomène des *nuées ardentes* ou *nuées péléennes*, projections, dans une direction plongeante, de gaz et de vapeurs, entraînant une énorme quantité de poussières et de blocs (pl. XVIII, 2). Contrairement au cas habituel, ces nuées ne sont pas projetées verticalement, mais elles dévalent sur les flancs du volcan, en roulant leurs volutes jusqu'au bas de la pente avec une vitesse accélérée, comparable et souvent supérieure à celle d'un violent ouragan. Leur hauteur atteint 4 000 m; elle va en augmentant, à mesure que la nuée descend, à cause de l'expansion de la vapeur d'eau. Leur température est très élevée; en plaçant sur le trajet de l'une d'elles des fils métalliques de fusibilité différente, Lacroix a pu constater qu'elle avait encore, à son arrivée au voisinage de la mer, une température inférieure à 230°, mais certainement supérieure à 125°. C'est à une de ces nuées qu'est due la destruction de la ville de Saint-Pierre, le 8 mai 1902. Les constructions furent rasées comme par un cyclone; les victimes furent brûlées par la vapeur d'eau à haute température, sans que le feu fût mis à leurs vêtements.

Projections solides. — Les matières solides entraînées par la projection des gaz ont des origines diverses et leur calibre varie depuis des blocs de plusieurs mètres cubes jusqu'aux plus fines poussières.

Certains blocs projetés lors des explosions sont arrachés à la cheminée du volcan, ou à son soubassement sédimentaire, comme les blocs calcaires de la Somma, ou sont originaires de très grandes profondeurs, comme les blocs de péridot rejetés par certains volcans.

La plupart des projections solides possèdent cependant la même

composition que les coulées. Elles ont la même origine, leur aspect varie suivant la fusibilité du magma auquel elles sont empruntées.

Les plus grosses ont reçu le nom de *bombes*. Lorsque le magma est très fusible, elles ont été projetées à l'état de fusion. Elles présentent le plus souvent un noyau constitué par un petit bloc anguleux originaire de la profondeur, qui est d'ordinaire du péridot, quelquefois du granite; de la lave vitreuse entoure ce noyau; la forme extérieure est fréquemment celle d'un fuseau ou d'une amande et résulte du mouvement gyratoire décrit par la bombe encore à l'état pâteux (pl. XIX, 1). En tombant sur le sol celle-ci s'aplatit plus ou moins.

Lorsque le magma est visqueux, ce qui est le cas lorsqu'il est plus acide, les bombes ne présentent plus aucune trace de rotation, leur surface est craquelée par suite du refroidissement, l'intérieur est vacuolaire, l'extérieur est vitreux. On les a comparées à des *croûtes de pain* (pl. XIX, 2).

Lorsque les projections sont d'un moins gros calibre, elles prennent le nom de *lapilli*. Leur aspect est vacuolaire, en raison des nombreuses bulles de gaz que le magma a emmagasinées au moment de l'explosion. Ce sont de véritables *scories* de verre fondu. Dans les magmas acides, qui sont peu fusibles, les bulles sont innombrables et de petites dimensions, de sorte que les projections sont poreuses et présentent une densité si faible qu'elles peuvent flotter à la surface de l'eau. On les désigne sous le nom de *ponces*. La pierre-ponce usuelle est le meilleur exemple de ces écumes solidifiées.

Le magma fondu est quelquefois étiré lors de l'explosion en longs filaments semblables à du verre filé, que le vent entraîne au loin. Ce sont les « cheveux de Pélé » du Kilauea, dans l'île d'Hawaï, où ce type de projection est fréquent.

La plus grande partie du magma liquide est complètement pulvérisée par le phénomène explosif; elle est projetée sous la forme de *sables* ou de *cendres* (pl. XVII, 2), constitués soit par de fins éclats de verre, soit par des gouttelettes de verre fondu, soit par de petits cristaux de feldspath, de leucite, d'augite, de magnétite, etc. Souvent les cristaux sont entourés plus ou moins complètement de verre.

Les cendres retombent en grande partie sur les flancs et les abords du volcan, qu'elles recouvrent d'un manteau blanc simulant une chute de neige. Mais le vent en emporte une certaine quantité, qui peut être emmenée à de très grandes distances. La cendre projetée par un volcan d'Islande en 1875 fut ainsi transportée jusqu'en Suède et tomba en pluie à Stockholm. L'explosion finale du Krakatoa, en août 1883, lança dans l'atmosphère des quantités énormes de cendres,

qui y restèrent de longs mois et donnèrent lieu l'hiver suivant, jusqu'à Paris, à de beaux phénomènes crépusculaires.

Quant aux projections boueuses, elles constituent un phénomène secondaire, dont il sera question plus tard.

Les cendres qui recouvrent les flancs du volcan fournissent un apport important à la sédimentation. Elles sont entraînées par le ruissellement et par les cours d'eau jusque dans des dépressions ou dans la mer, où elles se déposent sous la forme de *tufs volcaniques*, qui peuvent alterner avec des sédiments d'origine détritique ou de précipitation chimique.

Coulées. — Les épanchements de matières en fusion ou de *lave* donnent naissance à des *coulées*, qui s'étalent sur les flancs du volcan en suivant les lignes de plus forte pente (pl. XX, 1).

La composition de la lave est essentiellement variable; il y a des laves basiques et des laves acides, celles-ci sont beaucoup moins fluides que celles-là.

L'épanchement a lieu par débordement du cratère principal, qui conserve sa forme circulaire primitive ou qui, plus fréquemment, est *égueulé* latéralement; ou par des bouches adventives; ou encore par des fissures qui se produisent sur les flancs du volcan. Les coulées suivent les lignes de plus grande pente, comblent les dépressions, contournent les obstacles. Leur mouvement s'arrête lorsque la pente n'est plus suffisante, ou lorsque les parties frontales et superficielles se sont refroidies. Le refroidissement de la masse fluide est d'ailleurs très lent; lorsque la surface est déjà solidifiée, l'intérieur reste encore à l'état de fusion pendant assez longtemps et conserve une température élevée pendant plusieurs années.

La surface refroidie des coulées est unie ou cordée, dans le cas des laves basiques les plus fusibles (pl. XX, XXI); elle est très rugueuse, par contre, lorsque la fusibilité est moindre et que le refroidissement superficiel a eu lieu rapidement. Des parties déjà solides sont alors entraînées par la masse principale, encore fluide, de la coulée (pl. XXII, XXIII).

En se refroidissant, la lave abandonne les gaz qu'elle renfermait, en raison de quoi la surface de la coulée est vacuolaire, scoriacée, tandis que l'intérieur est compact et présente des fissures de retrait et une division en prismes, sur laquelle nous reviendrons plus loin.

Les *cheires* d'Auvergne sont des exemples bien connus de coulées sorties de cratères aujourd'hui éteints. Elles s'étalent sur les plateaux et descendent jusque dans les vallées. Elles ont conservé une surface remarquablement rugueuse (pl. XXIV, 1).

Les *coulées boueuses* ne sont pas émises directement par le cratère, elles se forment sur des flancs, sous l'action des précipitations atmosphériques, qui imbibent les amas de cendre, de manière à en faire une masse semi-fluide, coulant sur les pentes comme un torrent de boue. Le phénomène est identique à celui qui se produit dans les terrains argileux, il n'a aucune relation directe avec l'éruption. Nous y reviendrons plus tard, lorsque nous étudierons les actions torrentielles.

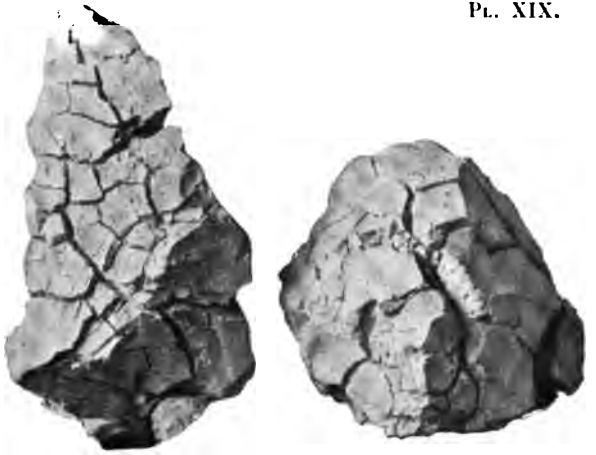
De même, les *avalanches sèches* n'ont qu'un rapport indirect avec le phénomène volcanique. Lacroix a observé au Vésuve en 1906 qu'elles se détachaient des bords du cratère, où s'accumulent de grands amas de projections. Après le décollement, elles roulent sur les pentes avec une vitesse accélérée, comme les avalanches de neige, avec lesquelles elles offrent une frappante ressemblance. Comme celles-ci, elles creusent de profonds couloirs, bordés de talus à arêtes aiguës (pl. XIX, 4).

Extrusions de laves acides. — Nous avons vu que les laves acides ont une fluidité bien moindre que les laves basiques, aussi forment-elles moins souvent de grandes coulées. Dans les régions de volcans éteints, on était habitué depuis longtemps à les voir affecter la forme de dômes assez réguliers sans cratères, dont les dômes trachytiques d'Auvergne et les coupoles phonolithiques du Velay et du Hegau constituent des exemples classiques. On supposait que ces appareils volcaniques particuliers avaient dû prendre naissance sous un manteau de projections aujourd'hui disparu, qui aurait empêché l'écoulement. L'éruption de la Montagne Pelée est venue infirmer cette interprétation, en permettant à plusieurs géologues d'assister à la naissance d'une « aiguille » d'andésite, qui n'est qu'un cas particulier de la formation des dômes volcaniques. Voici, d'après Lacroix [11], comment cette aiguille s'est graduellement élevée.

Après que l'ancien cratère du volcan, profondément échancré sur son bord sud, eût été le théâtre d'explosions et le point de départ de plusieurs nuées ardentes, il s'était formé sur l'emplacement de ce cratère un amas de lave andésitique, qui n'avait pas tardé à occuper presque entièrement le fond de l'ancienne dépression. C'est sur cet amas, constituant un dôme de 7 à 800 m de grand diamètre et de 350 à 400 m de hauteur, que, au début d'octobre 1902, commença à s'élever lentement une aiguille aiguë, qui devait atteindre son maximum de hauteur (476 m) et d'altitude (1608 m) le 31 mai de l'année suivante (pl. XXV). A mesure qu'elle se dressait, ses flancs bourgeonnaient, et des blocs se détachaient pour rouler dans la haute

Cliché A. Lacroix.

BOMBES STROMBOLIENNES
Volcan basaltique de Gravenoire (Puy-de-Dôme).



Cliché A. Lacroix.

BOMBES VULCANIENNES (en croûte de pain à droite).
Volcan andésitique de la Montagne Pelée (Martinique).

Cliché Mercalli.

EXPLOSION STROMBOLIENNE
au cône terminal du Vésuve.

Cliché A. Lacroix.

BARRANCOS CREUSÉS SUR LE FLANC NORD DU CÔNE
TERMINAL DU VÉSUVE PAR LES AVALANCHES SÈCHES (1906).

Cliché communiqué par M. Ch. Velain.

CÔNE CENTRAL DU VÉSUVE
avec coulée de 1892.

Cliché C. de Varigny.

BOURRELET DE LAVE SUR LE BORD ORIENTAL DU LAC DU SUD.
Halemaumau, Kilauea (îles Sandwich).

Cliché C. de Varigny.

DÉVERSEMENT D'UNE COULÉE DE LAVE VITREUSE
dans un lac de lave du Kilauea (Iles Sandwich).

Cliché C. de Varigny.

NEW LAKE, LAC DE LAVE
formé en 1898, Kilauea (Iles Sandwich).

Cliché Nowaczek.

EXTRÉMITÉ D'UNE COULÉE DE LAVE DANS UNE RUE DE BOSCOTRECASE.
Éruption du Vésuve, avril 1906.

Cliché Nowaczek.

MAISON DE BOSCOTRECASE ENFOUIE DANS UNE COULÉE DE LAVE.
Éruption du Vésuve, avril 1906.

Cliché Nowaczek.

COULÉE DE LAVE
ayant suivi une tranchée de la Ferrovia circumvesuviana en passant sous un pont.
Éruption du Vésuve, avril 1906.

Cliché Nowaczek.

PIN ENTOURÉ PAR UNE COULÉE DE LAVE
et calciné à la base du tronc seulement.
Éruption du Vésuve, avril 1906.

Cliché Émile Haug.

CHEIRE DU LAC D'AYDAT (Puy-de-Dôme).
Coulée de lave rugueuse sortie des volcans basaltiques quaternaires des Puys de Lassolas et de la Vache.

Cliché E. Kurkdjian.

CÔNES VOLCANIQUES DE BROMO, BATOK, WIDODAREN, SMERCE, vus du Sanatorium de Tosari (Java).

Cliché Lacombe (Mission Lacroix)

L'AIGUILLE TERMINALE DE LA MONTAGNE PELÉE,
côté nord, mars 1903.

Cliché A. Lacroix.

LA MÊME,
côté sud, mars 1903.

vallée de la rivière Blanche. La nuit apparaissaient des surfaces incandescentes, qui indiquaient la formation de fissures. La montée de l'aiguille avait lieu par saccades et à plusieurs reprises elle s'est trouvée interrompue par une brusque diminution de l'altitude, due à des écroulements, dont le dernier ramena l'aiguille à une hauteur beaucoup plus faible.

D'abord verticale, l'ascension fut ensuite oblique. La section de l'aiguille était polyédrique au début, deux de ses faces étaient presque planes et présentaient des cannelures verticales. Plus tard la forme devenait cylindrique.

Lacroix attribue la formation de l'aiguille de la montagne Pelée à l'*extrusion* d'une masse solide d'andésite, sortant par une ouverture du soubassement, comparable à une filière. L'extérieur se solidifiait, alors que l'intérieur était encore visqueux et laissait échapper des explosions de gaz, des nuées ardentes, qui, en général, étaient accompagnées d'un écroulement, mais suivies aussitôt d'un brusque mouvement ascensionnel.

La condition nécessaire pour qu'un magma puisse édifier un dôme, c'est qu'il soit émis à l'état très visqueux. Les magmas acides, peu fusibles, possèdent cette propriété, et c'est pourquoi les roches constituant les dômes appartiennent le plus souvent à des types pétrographiques riches en silice. « Mais une semblable viscosité peut être aussi acquise par les magmas basiques beaucoup plus fusibles que les précédents; il suffit, pour cela, qu'ils soient émis à une température peu élevée, ou, ce qui revient au même, avec une vitesse suffisamment faible pour permettre un refroidissement assez rapide. Il n'y a donc aucune impossibilité théorique à l'existence de dômes de roches basiques.... La formation d'un dôme ne dépend pas tant de la composition chimique du magma qui le produit que des conditions dans lesquelles s'effectue son émission » [11].

Divers types d'éruptions. — D'après ce qui précède, il est manifeste que la composition *chimique* d'un magma n'est pas sans influence sur le caractère général des éruptions, mais, comme l'a établi Lacroix [12], le facteur principal est son état *physique*, sa fluidité ou sa viscosité plus ou moins grande, au moment de l'éruption.

Conformément à ce principe, on peut distinguer plusieurs types d'éruptions, caractérisés chacun par un dynamisme spécial.

On a appelé *hawaïen* un type d'éruptions correspondant à l'épanchement d'un magma d'une extrême fluidité. Dans les deux volcans du Kilauea et du Mauna-Loa, dans les îles Sandwich [9], la lave

basaltique coule comme de l'eau, formant de véritables cascades lorsqu'elle atteint le haut d'un escarpement (pl. XXI, 1). Lors des grands paroxysmes, elle remplit entièrement d'immenses cratères circulaires, qui finissent par déborder (pl. XX, 2; XXI, 2); ou bien elle jaillit par des fissures. Son émission n'est accompagnée d'aucune éruption violente. Sa fluidité est telle que les gaz s'échappent facilement, en donnant lieu à des fontaines jaillissantes de lave en fusion. Les gouttelettes projetées s'étirent en filaments et donnent naissance aux « cheveux de Pélé ». Les éruptions ne sont accompagnées d'aucune projection de lapilli ou de cendres.

Les coulées basaltiques de Hawaï occupent des surfaces immenses et atteignent de grandes épaisseurs. Seules les émissions de même nature de quelques volcans de l'Islande peuvent leur être comparées, au moins dans les régions volcaniques actuellement en activité.

Le type *strombolien* est encore caractérisé par une grande fluidité du magma fondu, mais les éruptions, dues aux dégagements gazeux, y atteignent une grande violence, de sorte que les projections solides sont abondantes. Elles sont rejetées à l'état incandescent; en raison de leur solidification imparfaite, elles affectent la forme de bombes en fuseau, avec noyau arraché à la profondeur, ou celle de scories vitreuses. Les cendres font à peu près défaut, de sorte que les vapeurs projetées lors des explosions sont presque incolores. Les coulées s'épanchent sur les flancs du volcan, mais sont d'ordinaire localisées d'un côté; elles s'arrêtent dès que la pente diminue sensiblement et couvrent des surfaces bien moindres que les coulées du type hawaïen. La surface de ces épanchements est hérissée de blocs scoriacés, à aspérités très aiguës (pl. XXII, XXIII). La marche de la lave se fait, dit Lacroix [12], « avec un bruissement caractéristique, produit par le cliquetis des blocs qui s'entrechoquent ».

Le type *vulcanien*, réalisé en 1888-1889 à Vulcano, dans les îles Lipari, est remarquable par le défaut de fluidité du magma. Grâce à sa viscosité, la lave tend constamment à boucher le cratère, de sorte que les explosions sont accompagnées d'une pulvérisation de matériaux, d'où la production de cendres abondantes, qui rendent très opaques et très denses les nuées projetées verticalement dans les airs. Les bombes ont l'aspect craquelé qui a été signalé plus haut. Les coulées sont plus rares et moins abondantes que dans le type précédent; comme le magma visqueux coule lentement, sa surface s'étire, se fronce, se brise, de manière à laisser baver par les crevasses des parties encore pâteuses. C'est ainsi que prennent naissance les laves

à surface unie (pl. XX, 1), les laves plissées et cordées. Leur progression est silencieuse, contrairement à celle des éruptions du type strombolien.

Enfin, Lacroix [12] distingue encore un type *péléen*, qui est une variété du type vulcanien, caractérisée par la marche *descendante* des nuées. Les nuées ardentes de la Montagne Pelée sont un des exemples les plus remarquables de ces projections, mais on peut concevoir de semblables nuées à une température et à une vitesse inférieure à celle qui occasionna le désastre de Saint-Pierre. Le type péléen n'est d'ailleurs pas spécial aux Antilles, Lacroix rappelle [11] que des nuées ardentes ont accompagné les éruptions de San Jorge, dans les Açores, en 1580 et 1808, et celles de plusieurs volcans andésitiques, du Japon et de Java. Il semble que, dans ces éruptions du type péléen, le magma ait été à tel point visqueux que les explosions ont en général été impuissantes à déboucher entièrement l'orifice, de sorte que les gaz ont dû trouver une sortie latérale et n'ont pu être projetés verticalement. Les coulées sont sans doute extrêmement rares, l'émission du magma ayant lieu par extrusion, aboutissant à la formation d'un dôme.

Il est rare qu'un volcan présente pendant toute la durée de son histoire des éruptions appartenant toujours au même type, il passe en général, quelquefois même au cours d'une même éruption, par des phases successives, dont chacune correspond à un type déterminé. Ainsi, lors de sa dernière éruption, le Vésuve a d'abord été le théâtre d'explosions stromboliennes, puis d'explosions vulcaniennes. Le même volcan a présenté tantôt des éruptions exclusivement explosives, qui se produisent d'ordinaire après une période plus ou moins longue de repos, tantôt des éruptions plus ou moins violentes, accompagnées d'épanchement de laves. Lacroix a fait voir qu'à la Montagne Pelée le même magma, « bien que n'ayant pas sensiblement changé de composition chimique dans le temps, a été successivement émis par les types de manifestations les plus différents : production de coulées fluides, épanchées au loin; amas de lave très visqueuse, accumulé autour de l'orifice du dôme de sortie pour construire le dôme de 1902-1903, avec, en même temps, violents phénomènes explosifs; enfin, éruptions uniquement explosives, ayant édifié de formidables couches de ponces. »

Les *éruptions sous-marines* ne constituent pas un type spécial. Il s'y forme des coulées, et des matières solides ou gazeuses sont projetées comme dans les volcans subaériens. Les cendres et les ponces sont évidemment entraînées au loin par les courants marins et mêlées

aux sédiments ordinaires. Aussi les appareils édifiés sont-ils presque toujours rapidement détruits. C'est ce qui est arrivé à la fin de 1831 pour l'île Julia, qui avait pris naissance en juin de la même année, entre la Sicile et Pantelleria, et qui, par conséquent, n'a eu qu'une existence des plus éphémères [14].

---

1. — G. Poulett Scrope. Considerations on Volcanoes, the probable causes of their phenomena, the laws which determine their march, the disposition of their produits, and their connexion with the present state and past history of the Globe, leading to the establishment of a new theory of the Earth. 1 vol. in-8°, 270 p., fig., 4 pl. London, 1825.

2. — K. Fuchs. Les volcans et les tremblements de terre. *Bibl. scient. intern.*, XXI, 1 vol. in-8°, 279 p., 36 fig., 1 carte. Paris, 1876.

3. — John W. Judd. Volcanoes, what they are and what they teach. *Intern. Scient. Series.* 1 vol. in-8°, 381 p., 96 fig. London, 1881.

4. — Ch. Vélain. Les volcans, ce qu'ils sont et ce qu'ils nous apprennent. 1 vol. in-8°, 127 p., 43 fig. Paris, 1884.

5. — Tempest Anderson. Volcanic Studies in many Lands, being reproductions of photographs by the author of above one hundred actual objects, with explanatory notes. 1 vol. in-4°, 202 p., 104 pl. London, 1903.

6. — F. Fouqué. Santorin et ses éruptions. In-4°, 440 p., 61 pl. Paris, 1879.

7. — Ch. Vélain. Recherches géologiques faites à Aden, la Réunion, Amsterdam et Saint-Paul. *Recueil de Mémoires, Rapports et Documents relatifs à l'observation du Passage de Vénus sur le Soleil*, t. II, 2e partie, n° 2. In-4°, 459 p., 25 pl. Paris, 1879.

8. — W. Sartorius von Waltershausen und A. von Lasaulx. Der Aetna. 2 vol. in-4°, XXVIII + 371 + 548 p., 40 pl., fig. Leipzig, 1880.

9. — Cl. Edw. Dutton. Hawaïan Volcanoes. 4th *Ann. Rep. of the U. S. Geol. Surv.*, p. 75-219, pl. II-XXX, 5 fig. 1884.

10. — H. J. Johnston-Lavis. The South Italian Volcanoes, 1 vol. in-4°, 343 p., 16 pl. Naples, 1891.

11. — A. Lacroix. La Montagne Pelée et ses éruptions. 1 vol. gr. in-4°. XXII + 662 p., 30 pl., 238 fig. Paris, 1904.

12. — Id. L'éruption du Vésuve en avril 1906. *Revue gén. des Sciences.*, 17e ann., p. 881-899, fig. 1-26, p. 923-936, fig. 1-2, 1906.

13. — G. Mercalli. I vulcani attivi della Terra. Morfologia, Dinamismo, Prodotti, Distribuzione geografica, Cause. 1 vol. in-8°, 422 p., 82 fig., 26 pl. Milano, 1907.

14. — Constant Prévost. Notes sur l'île Julia, pour servir à l'histoire de la formation des montagnes volcaniques. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 1re sér., II, n° 5, p. 91-124, pl. V-VII, 1835.

V. aussi : 0,1-4; 0,7; 0,9.

CHAPITRE XVIII

LA STRUCTURE DES APPAREILS ÉRUPTIFS

Dénudation des appareils volcaniques. — Rôle des explosions dans la destruction des appareils volcaniques. — Divers types de structure des cônes volcaniques. — Dykes. — Cônes adventifs. — Necks. — Laccolithes. — Age des éruptions.

Dénudation des appareils volcaniques. — La structure des appareils volcaniques ne nous est que très imparfaitement révélée par l'observation des éruptions, par l'étude des bords du cratère, des flancs et des abords du cône volcanique; aussi est-il indispensable de compléter cet examen par celui des volcans anciens, dont la structure interne est accessible à nos investigations, grâce à un démantèlement plus ou moins profond par les agents atmosphériques. E. Suess a décrit toute une série de volcans éteints à des états de dénudation de plus en plus avancés et il a montré tout le parti que l'on pouvait tirer de leur comparaison pour reconstituer l'ossature interne des volcans actuels [0, XXII, t. I, ch. IV].

Les premières dégradations que subit un volcan consistent dans la formation, par le ruissellement des eaux météoriques, de ravins étroits, qui entament les flancs du cône, comme des entailles suivant les génératrices (fig. 107). On a donné le nom de *barrancos*[1] à ces ravins. Ils fournissent des coupes naturelles à travers les parties superficielles des volcans.

La mer, en entamant les appareils volcaniques, peut également donner naissance, sur les falaises, à des coupes plus ou moins profondes. Le démantèlement se continue par l'entraînement des cendres qui recouvrent les flancs du cône. Puis des régions de plus en plus internes sont mises à nu : les laves qui remplissent les fissures restent en saillie, constituant ce que l'on appelle des *dykes*, véritables

1. On a quelquefois étendu ce terme aux couloirs creusés par les avalanches sèches dans le manteau de cendres.

murs plus ou moins verticaux, affectant les directions et les inclinaisons les plus variées; le *culot* du volcan est dégagé de son manteau

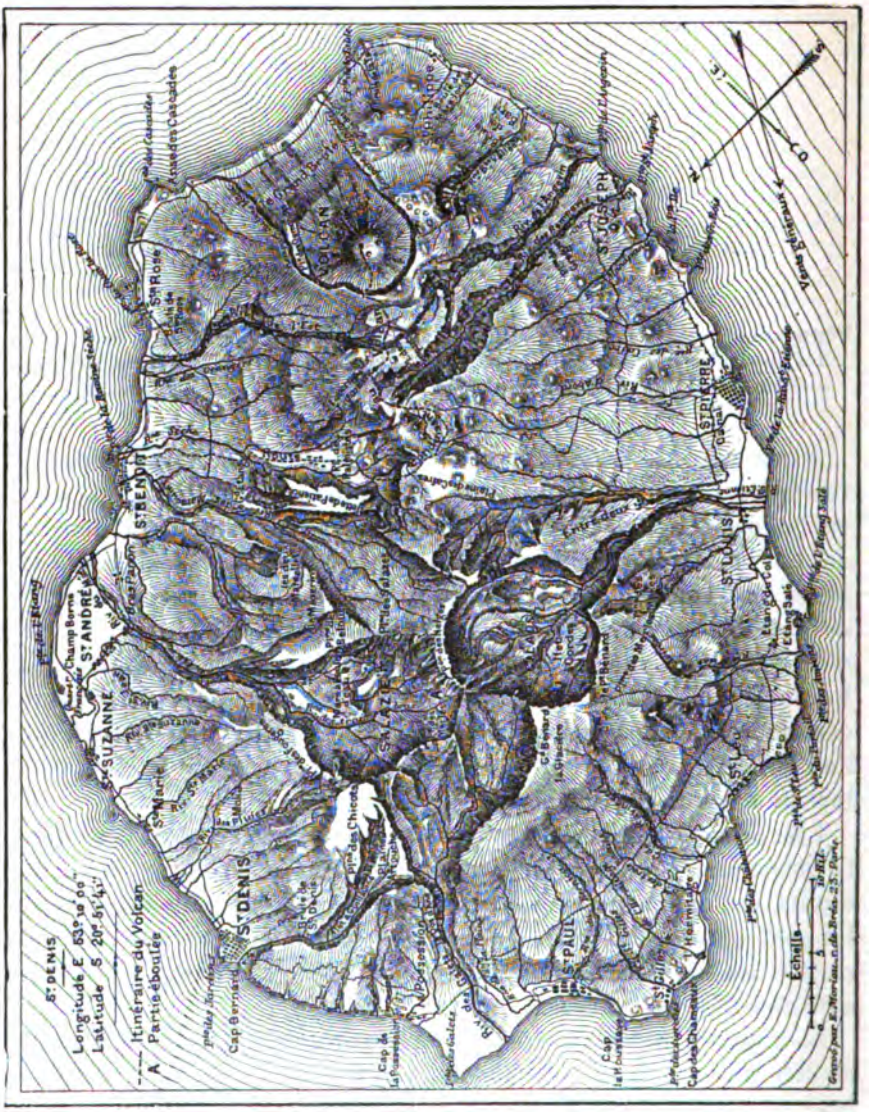


Fig. 107. — Carte de l'île de la Réunion (cliché communiqué par M. Charles Vélain). Exemple de massif volcanique fortement raviné par des *barrancos*.

de projections et sa situation centrale indique qu'il n'est autre chose qu'un remplissage de l'ancienne cheminée par de la lave; d'autres fois l'érosion met à jour des cheminées remplies de projections

retombées dans l'intérieur lors des explosions, ce sont les *necks* des géologues anglais.

Une dénudation plus profonde encore permet l'examen d'appareils

Fig. 108. — Cratère terminal du piton de la Fournaise, île de la Réunion (d'après Ch. Vélain).

éruptifs qui n'ont jamais atteint la surface et que nous envisagerons comme des *intrusions* du magma dans les couches avoisinantes.

Rôle des explosions dans la destruction des appareils volcaniques. — Les explosions qui se produisent lors des paroxysmes contribuent également à la destruction des appareils volcaniques; en même temps, elles facilitent l'examen de régions profondes, précédemment inaccessibles à l'étude.

Ce sont surtout, on l'a vu plus haut, les éruptions du type vulca-

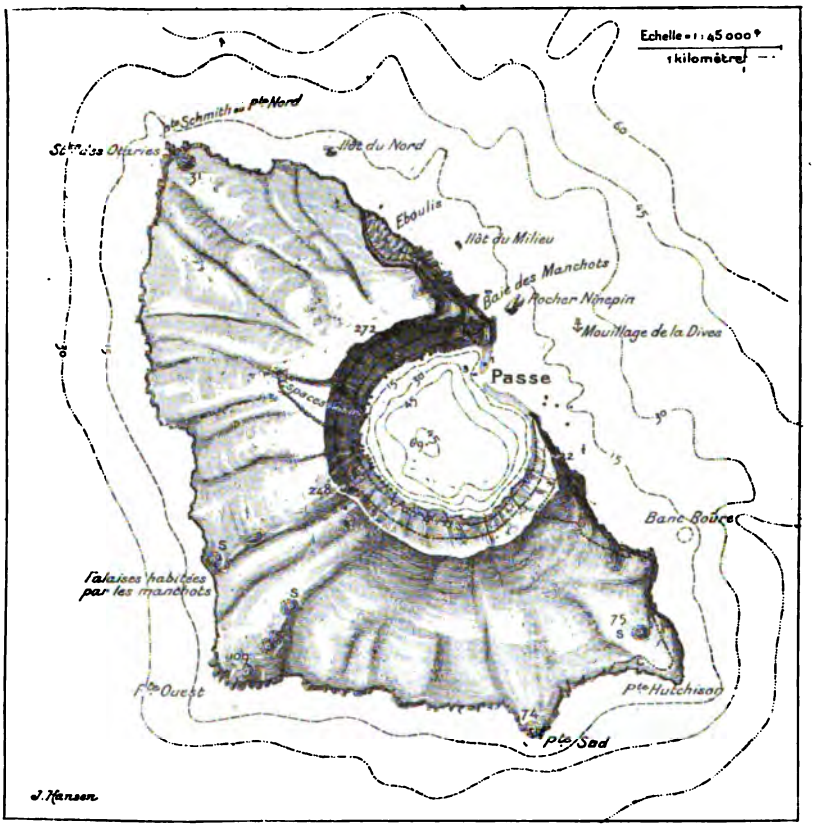


Fig. 109. — Ile Saint-Paul (d'après les levés hydrographiques de MM. Mouchez et Turquet de Beauregard en 1874, par M. Charles Vélain).

nien qui se traduisent par des explosions formidables, quelquefois même par une explosion unique qui rejette dans les airs les matériaux accumulés dans la cheminée et qui agrandit le cratère, de manière à le transformer en un cirque immense, entouré de parois très abruptes et très élevées (fig. 108-110), en une *caldeira*, suivant l'expression en usage aux Açores. Le fond de cette caldeira, après l'explosion, est rempli de projections, il peut se transformer en *cratère-lac* (lacs d'Issarlès, du Bouchet, dans le Velay; lacs

d'Albano, de Nemi, dans le Latium, *Maare* de l'Eifel, etc.), et peut être ultérieurement le théâtre de nouvelles éruptions, de sorte qu'un ou plusieurs cônes prennent naissance dans le centre du cirque (pl. XXVI, 1). C'est ce qui s'est produit pour le Vésuve, dont la caldeira n'est autre que la Somma, tandis que le Vésuve proprement dit forme un cône immense au milieu du cirque et se trouve séparé des parois verticales de la Somma par une dépression en fer à cheval, l'Atrio del Cavallo; c'est ce qui a lieu à Santorin (pl. XXVI, 2), où le volcan ancien est constitué par les deux grandes îles de Thera et de Therasia et par le rocher d'Aspronisi, tandis qu'au centre de la caldeira, envahie par la mer, surgissent les volcans récents de

Fig. 110. — Ile Saint-Paul, vue prise par le travers de la Roche Quille à un mille du bord (croquis de M. Charles Vélain).

Palaea Kameni (97 a. Chr.), de Mikra Kameni (1573) et de Nea Kameni (1707). A l'Etna, par contre, le cône volcanique récent est excentrique par rapport à la caldeira, qui ici a reçu le nom de Val del Bove, et il dépasse de beaucoup la hauteur de l'ancien cône. Il y a donc eu, dans ce cas, déplacement du centre éruptif.

Toutes ces caldeiras ont coupé comme à l'emporte-pièce les couches superposées de laves et de projections qui ont édifié le cône volcanique; aussi leurs parois permettent-t-elles une étude détaillée de la succession des divers produits.

Des explosions plus formidables encore ont quelquefois entraîné l'effondrement de toute une moitié du cône volcanique. C'est ce qui s'est produit le 27 août 1883, lors de l'explosion finale de l'éruption du Krakatoa. La moitié nord de l'île s'abîma dans la mer. Un phénomène analogue a probablement amené l'affaissement de la partie nord-est de l'île de Saint-Paul, de sorte que la mer a pu pénétrer dans le cratère central de ce volcan depuis longtemps éteint (fig. 109, 110). Les parois verticales et rectilignes ainsi formées fournissent d'admirables coupes naturelles à travers le volcan et rendent possible l'étude de toute son architecture interne [XVIII, 7].

Divers types de structure des cônes volcaniques. — L'étude des coupes naturelles fournies soit par l'action des agents atmosphériques, soit par l'érosion marine, soit par les explosions permet de grouper les cônes volcaniques suivant plusieurs types, correspondant d'ailleurs, dans une certaine mesure, aux types d'éruptions.

C'est ainsi qu'aux éruptions du type hawaïen correspondent les *cônes de lave*, très surbaissés, résultant de la superposition de coulées nombreuses et puissantes, issues de fissures latérales. Les projections font entièrement défaut. Le cratère immense, qui occupe le sommet du cône, est dû probablement, non à une explosion, mais à des affaissements répétés (fig. 111). On ne connaît pas de volcans anciens dont les cratères puissent être comparés à celui du Kilauea, mais il est probable que les coulées immenses de « basalte des plateaux », formant les planaises d'Auvergne et les Coirons, dans l'Ardèche, sont dues en grande partie à d'immenses épanchements de lave *très fluide*, les projections jouant, par contre, un rôle relativement insignifiant.

Au type strombolien correspondent principalement des *cônes de débris*, formés exclusivement d'entassements de bombes et de lapilli. Ces projections sont disposées en couches inclinées vers la périphérie du volcan, avec les pentes normales des talus d'éboulement (fig. 112, *a*). Les cratères, à parois abruptes, sont d'ordinaire *égueulés* sur l'un des côtés. C'est par cette dépression que s'épanchent des coulées de laves plus ou moins étroites. Les volcans éteints à cratères de la chaîne des Puys (pl. XXVII, 1) et du Vivarais ont conservé encore ces divers caractères, souvent avec une netteté et une fraîcheur qui révèlent leur âge récent [1].

Les éruptions du type vulcanien édifient principalement des *cônes de cendres* (pl. XXIV, 2), qui diffèrent des cônes de débris, à part la nature des projections, par la double pente très régulière suivant laquelle les couches de cendres sont disposées. Sur les flancs du cône elles forment des pentes douces, sur le pourtour du cratère le talus est beaucoup plus raide (fig. 112, *b*).

On a vu plus haut qu'un même volcan peut présenter successivement des phases d'activité strombolienne et d'activité vulcanienne; le cône est alors constitué par des alternances de coulées de laves et de couches de lapilli ou de cendres, simulant la stratification de couches sédimentaires, d'où le nom de *strato-volcans* ou de *cônes mixtes* que l'on donne à ces appareils éruptifs (fig. 112, *c*). Le cratère est généralement une caldeira et l'on aperçoit, sur les parois verticales qui entourent le cirque, les tranches des couches succes-

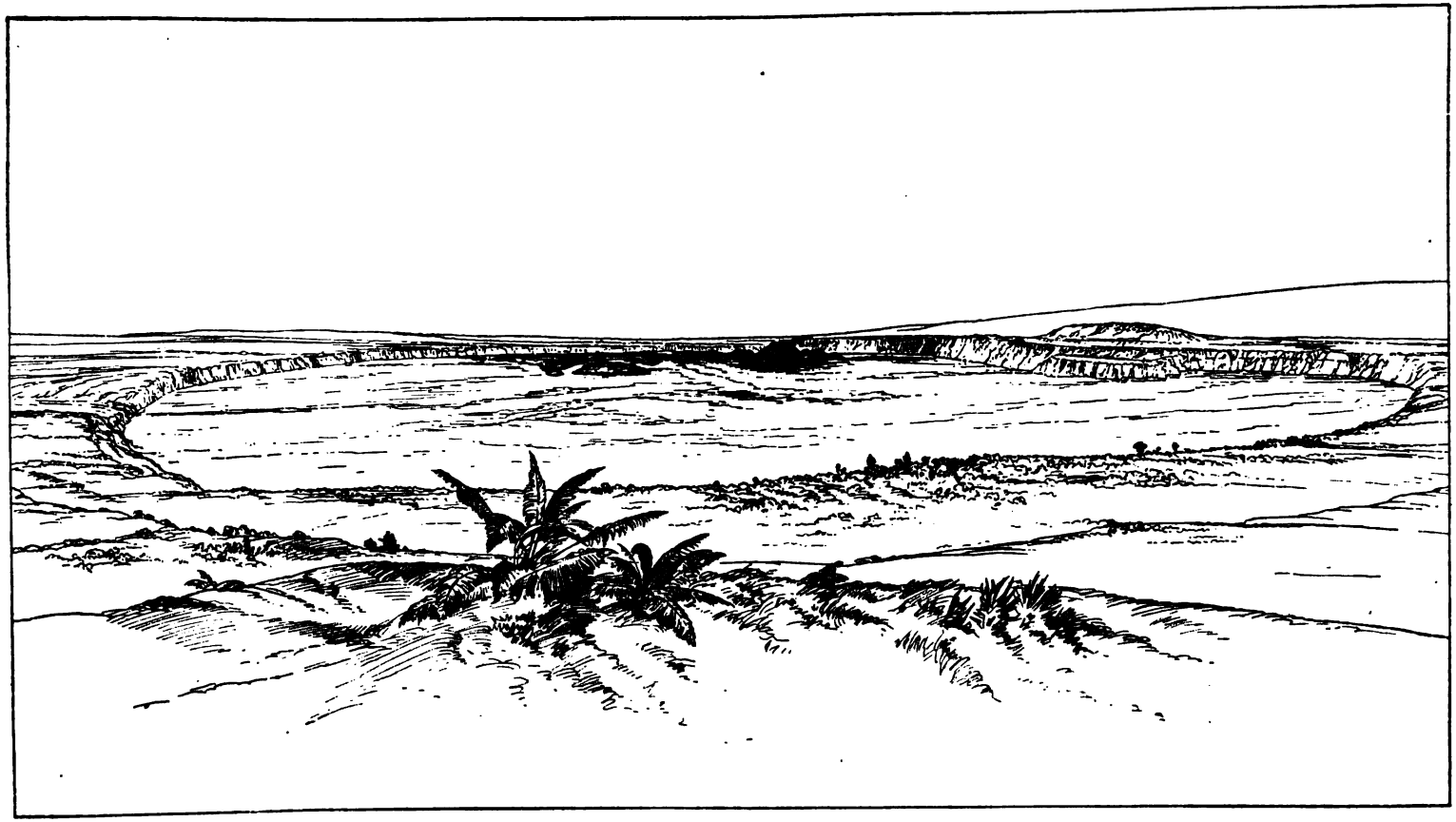


Fig. 111. — Cratère du Kilauea (Iles Sandwich), vue prise de Volcano House (d'après DUTTON).

Cliché communiqué par M. A. Dereims.

CRATÈRE DU MISTI, PRÈS AREQUIPA (Pérou).

Cliché Paul Corbin.

CRATÈRE DE L'ANCIEN VOLCAN DE SANTORIN,
Vue prise de la côte nord-est de Nea-Kameni vers Thera.
Au centre, Mikra-Kameni.

Cliché Émile Haug.

LA CHAINE DES PUYS
vue de la vallée de la Sioule.

LA ROCHE TUILIÈRE ET SANADOIRE,
près le Mont-Dore (Puy-de-Dôme).
Exemples de pitons phonolithiques.

Cliché Émile Haug.

BASALTE DES VALLÉES.

Coulée basaltique du volcan de Jaujac (Ardèche).
Vallée du Lignon; sur la gauche micaschistes.

Cliché Émile Haug.

BASALTE DES PLATEAUX.

Lobes du plateau basaltique des Coirons, Saint-Jean-le-Centenier (Ardèche).

Cliché des collections du Laboratoire de Géologie de la Sorbonne.

FAUTEUIL DU DIABLE.

Coulée basaltique de la Volane, près Antraigues (Ardèche).

Cliché communiqué par M. Léon Bertrand.

ORGUES DE LA CROIX DE PAILLE

(Cantal).

sives de lave et de projections. Le volcan éteint du Cantal, celui du Mont Dore (fig. 113) constituent de beaux exemples de cônes volcaniques mixtes. Il est infiniment probable que le Vésuve et l'Etna possèdent une structure analogue.

Enfin, les éruptions péléennes sont caractérisées par des *cumulo-volcans*, où le cône doit son origine à l'extrusion d'un culot de lave visqueuse. Les exemples de ce type particulier ne manquent pas parmi les volcans éteints.

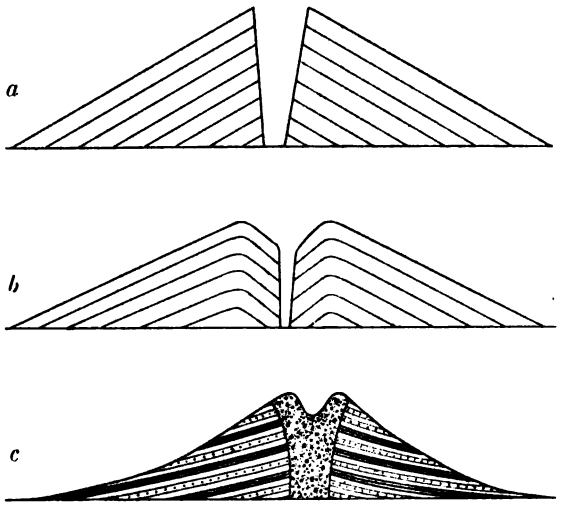


Fig. 112. — Coupes schématiques de trois types de cônes volcaniques.

a, Cône de débris; *b*, Cône de cendres; *c*, Cône mixte.

Coulées. — Les coulées des anciens volcans sont bien plus souvent conservées que les cônes volcaniques, de sorte qu'il n'est pas toujours possible d'indiquer leur lieu d'origine. Il est d'autant plus nécessaire d'être en possession d'un certain nombre de caractères permettant de reconnaître qu'une masse rocheuse est bien une portion de coulée, en d'autres termes, qu'elle doit être envisagée comme une roche d'épanchement et non comme une roche de profondeur.

Dans le cas des volcans éteints d'âge relativement récent, les coulées occupent le fond des vallées, mais le cours d'eau actuel est d'ordinaire encaissé dans un lit étroit, creusé soit dans la coulée même, soit sur l'un de ses bords (pl. XXVIII, 1). Les coulées des volcans plus anciens occupent, par contre, des plateaux que les vallées récentes entament profondément (pl. XXVIII, 2). Dans l'un et l'autre cas, des parois abruptes permettent d'étudier l'intérieur de la masse épanchée.

Abstraction faite des parties superficielles vitreuses et vacuolaires, cette masse est plus ou moins homogène, les régions centrales de la coulée présentant en général un aspect moins finement cristallin que la périphérie. Quelquefois on n'observe aucune trace de division dans la roche, qui forme, sur de grandes surfaces, une épaisse lame

parfaitement continue. Mais très souvent la coulée est débitée en colonnes prismatiques juxtaposées, verticales (pl. XXIX, 1), lorsque la coulée s'étend sur un substratum horizontal; inclinées et perpendiculaires à la surface de la coulée, lorsque celle-ci s'est épanchée sur un plan fortement incliné. Les axes des prismes sont donc toujours perpendiculaires à la surface de refroidissement, de là quelquefois une disposition des colonnes en gerbes (pl. XXIX, 2). Les dimensions des prismes sont variables, leur section a la forme de polygones irréguliers de 4, de 5 ou de 6 côtés. Exceptionnellement ils sont coupés par des plans perpendiculaires à leur axe.

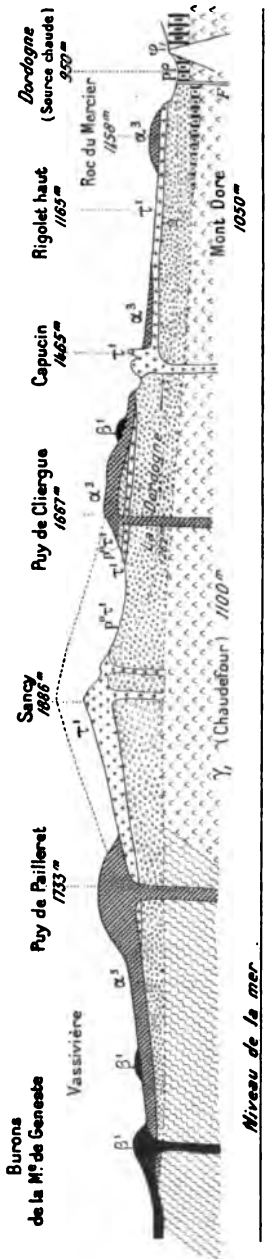


Fig. 113. — Coupe du massif du Mont-Dore (d'après Michel-Lévy), 1/80 000e.

τ¹, gneiss; γ₁, granite; pr, cinérite rhyolitique; p, phonolithe inférieur; p², cinérite andésitique; τ², trachyte porphyroïde; α³, andésite à hornblende; β¹, basalte des plateaux.

On s'accorde aujourd'hui à attribuer cette division en colonnes au retrait causé par un refroidissement brusque; mais on ne peut souscrire sans réserves à l'opinion d'après laquelle elle aurait pris naissance exclusivement dans les cas où les coulées s'épanchaient sous l'eau d'un lac ou dans la mer. De même, les colonnades, tout en étant particulièrement fréquentes dans les coulées basaltiques, peuvent se rencontrer chez la plupart des roches d'épanchement, même chez les plus acides.

L'Auvergne et le Vivarais fournissent des exemples célèbres de coulées basaltiques, les unes occupant le fond des vallées (pl. XXVIII, 1) et provenant d'éruptions de l'époque Quaternaire (Basalte des Vallées), les autres formant de grands plateaux (pl. XXVIII, 2) entamés par les vallées et datant de la fin de l'ère Tertiaire (Basalte des Plateaux). Les unes et les autres présentent à chaque pas de magnifiques colonnades.

Les coulées basaltiques de l'Écosse et de l'Irlande sont non moins célèbres; on a donné, dans ces pays, aux colonnades le nom de « chaussées des géants » (*giants causeways*).

On employait autrefois, avant que leur composition exacte fût bien déterminée, pour désigner toutes les roches foncées à pâte fine, le terme de *trapp*, et on l'appliquait surtout aux très vieilles coulées formant des plateaux dont les bords sont disposés en escaliers.

Dans l'Inde, tout le Nord-Ouest de la péninsule est constitué par d'immenses plateaux de trapp d'âge très ancien. Ce sont probablement les plus vastes coulées du Globe.

Quelquefois des roches d'épanchement sont prises dans les plissements et se comportent alors comme des roches sédimentaires. Dans les Alpes françaises, les mélaphyres et les spilites, qui ne sont autre chose que des basaltes datant du début de l'ère Secondaire, ont pris part aux mouvements orogéniques les plus intenses. Leur origine volcanique est attestée par l'aspect vacuolaire de la roche. On peut en dire autant des mélaphyres dévoniens du massif schisteux Rhénan, qui sont d'ailleurs accompagnés de tufs fortement altérés, connus sous le nom de « Schalstein ».

Dykes. — On a vu plus haut que les dykes sont le remplissage de fissures par où la lave s'épanchait au dehors. Le démantèlement de l'appareil volcanique les sépare presque toujours de la coulée à laquelle ils ont donné naissance, mais la continuité est quelquefois respectée. Il y a d'autre part des dykes qui n'ont pas atteint la surface, la lave s'étant consolidée dans la fissure sans arriver au jour. Les dykes sont presque toujours limités par deux plans plus ou moins parallèles, verticaux ou obliques. Ils rayonnent souvent du centre du cratère, mais ils peuvent aussi affecter des directions quelconques, se coupant parfois les uns les autres. Leur épaisseur est extrêmement variable, elle peut descendre à quelques centimètres, comme aussi elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Ils traversent soit des amas de projections, soit des terrains sédimentaires dont ils ne dérangent pas les strates, soit encore des roches métamorphiques. A leur contact les roches ne subissent que de légères modifications dues à l'action de la chaleur. Ce métamorphisme ne s'exerce que sur quelques mètres d'épaisseur et il est entièrement nul dans le cas des filons dont l'épaisseur est minime. Ainsi, au col de l'Escrinet, dans l'Ardèche, on peut recueillir des Ammonites jurassiques au contact même de dykes de basalte (pl. XXX, 1). Leur état de conservation est absolument le même que

celui des échantillons que l'on trouve loin de toute roche volcanique.

Les *épontes* du dyke, c'est-à-dire ses régions externes, voisines des deux surfaces qui le délimitent, possèdent souvent une texture plus fine que le centre, qui peut renfermer d'assez gros cristaux. Leur composition minéralogique est aussi quelquefois assez différente de celle du centre. Nous reviendrons là-dessus dans le chapitre suivant.

Comme les coulées, les dykes peuvent présenter une division en prismes, dont l'axe est alors perpendiculaire à la surface.

Sous l'action des agents atmosphériques, les dykes sont déchaussés et mis en saillie, surtout lorsqu'ils traversent des roches meubles. Ils forment alors comme des murs (pl. XXX, 2), que l'on suit en ligne droite sur de grandes longueurs, franchissant les crêtes et les vallées. Mais quelquefois c'est l'inverse qui se produit. Lorsque le dyke est altéré et qu'il traverse une roche résistante, il est remplacé par une dépression, par un véritable fossé.

Fig. 114. — Jet de lave à la surface d'une coulée (*hornito*) du Mokua-Weo-Weo, Hawaï (d'après Dana, cliché communiqué par M. Ch. Vélain).

Cônes adventifs. — Outre leur cône principal avec leur cratère, beaucoup de volcans possèdent, soit sur les flancs de ce cône central, soit au pied du cône, dans la caldeira, soit encore sur les flancs de l'ancien cône, transformé par explosion en une caldeira, des *cônes adventifs* ou *parasitaires*, généralement de faibles dimensions, irrégulièrement dispersés ou, plus fréquemment, alignés suivant des lignes qui rayonnent du centre du volcan vers la périphérie et qui ne sont autre chose que des cassures injectées de lave, par conséquent des dykes. Ces cônes adventifs sont édifiés par des projections et donnent quelquefois aussi naissance à des coulées de lave. Leur nombre est très variable; l'Etna en possède environ 900, dont une centaine atteignent plus de 10 m de hauteur.

Il ne faut pas confondre ces cônes parasitaires avec les *hornitos*, qui sont de simples boursouflures des coulées, où les gaz en s'échappant ont donné naissance à des intumescences coniques, parfois assez élevées (fig. 114).

Cliché Émile Haug.

COL DE L'ESCRINET (Ardèche).
Dykes de basalte traversant des calcaires marneux fossilifères de l'Argovien.

Cliché communiqué par M. Ch. Vélain.

DYKES DE TRACHYTE DANS DES TUFS.
Ravin d'Enfer, près Mont-Dore (Puy-de-Dôme).

Culots. — Les culots de lave remplissant les cheminées sont beaucoup plus rares qu'on ne pourrait supposer; leurs relations avec les coulées ne sont presque jamais visibles. Il est probable que, sous la poussée des gaz, les coulées de laves très fluides ont laissé les cheminées entièrement vides, de sorte qu'elles ont été rapidement comblées par des projections. Ce n'est donc guère que dans le cas des laves visqueuses que l'on a des chances de rencontrer des culots remplissant la cheminée.

Lorsque la dégradation de l'appareil volcanique a entièrement fait disparaître le manteau de cendres et de scories, il est difficile de dire si un pointement de roche volcanique est réellement un culot ou si l'on n'est pas plutôt en présence d'une extrusion à l'air libre de lave visqueuse, comparable à l'aiguille de la Montagne Pelée.

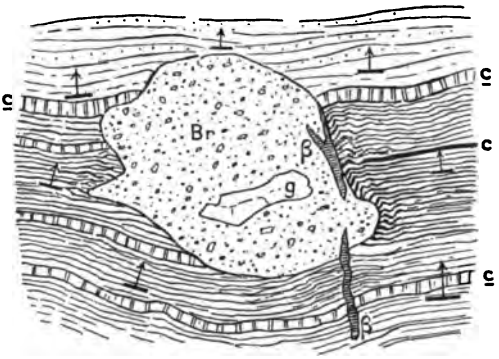


Fig. 115. — Plan d'un *neck* de petites dimensions, St. Monans, Fife, Écosse (d'après A. Geikie).

c, bancs calcaires; c, lit de houille dans des schistes noirs; Br, agglomérat constituant le neck; g, grand bloc de grès englobé; β, veines de basalte.

Dans l'un et dans l'autre cas, la roche éruptive pourra affecter une division en *dalles*, dont les surfaces seront concentriques par rapport à la périphérie du culot. Cette structure en écailles comparables à des pelures d'oignons s'observe surtout dans les pitons phonolithiques d'Auvergne (pl. XXVII, 2), du Velay et du Nord de la Bohême. Elle est due, non pas, comme on l'a cru, à des phénomènes de retrait, mais au mode d'émission de la lave. S'écoulant à l'état semi-fluide par un orifice étroit, le magma a pris une structure à la fois schisteuse et concentrique, exactement comme l'argile qui, dans les expériences de Daubrée, était forcée, sous la pression exercée de bas en haut par un piston, de s'écouler verticalement au travers d'un orifice circulaire (p. 234, fig. 91).

Dans les régions très dénudées, les roches volcaniques affleurent fréquemment sous la forme de taches allongées, passant en toute proportion à des dykes. Ce sont évidemment les sections profondes des cheminées de sortie.

Necks. — On réserve aujourd'hui le terme de *neck*, qui veut également dire cheminée, à des perforations des couches superficielles de l'écorce terrestre dues à des phénomènes explosifs. Daubrée les désigne, pour cette raison, sous le nom de *diatrèmes* [3].

La région qui s'étend, au sud de Saint-Andrews, le long de la côte septentrionale du Firth of Forth, en Écosse, fournit, grâce aux belles

Fig. 116. — Coupe de trois necks qui traversent des couches carbonifères. Cairns Mill près St Andrews, Fife, Écosse (d'après A. Geikie).

coupes naturelles que l'on observe sur la côte, un terrain tout à fait incomparable pour l'étude de ce genre de phénomènes. Sir Archibald Geikie [4] a réussi à reconnaître 80 de ces necks; ceux qui sont situés sur le rivage sont littéralement disséqués par l'action des vagues, de sorte qu'il est facile d'en observer toutes les particularités. Leur diamètre varie de près d'un kilomètre à une dizaine de mètres. En plan, leur section est grossièrement circulaire ou elliptique (fig. 115). La surface qui les délimite plonge plus ou moins verticalement dans l'intérieur de la terre, de sorte que chaque neck doit être envisagé comme une colonne de roches qui descend à une profondeur inconnue au travers des terrains carbonifères dont le pays est principalement formé (fig. 116, 117).

Fig. 117. — Coupe d'une fissure remplie par un agglomérat de produits d'origine interne et de fragments des grès encaissants. Rock and Spindle, près St Andrews, Écosse (d'après A. Geikie).

Ces cheminées ne sont manifestement pas en relation avec les failles; elles évitent même les failles qui existent dans la région. Elles sont, de plus, totalement indépendantes de tous les plissements des couches traversées et on les rencontre indistinctement dans les anticlinaux et dans les synclinaux. Il est donc évident qu'elles sont d'âge plus récent que l'arrangement tectonique général de la région. Ce sont de véritables perforations de la croûte solide du Globe.

Les matériaux qui remplissent les necks consistent :

1° En fragments de toutes dimensions, depuis les menues pous-

sières jusqu'à des blocs atteignant plusieurs mètres de diamètre, provenant des roches encaissantes;

2° En agglomérats volcaniques, constitués par des blocs anguleux ou arrondis de basalte ou de limburgite et par des fragments de tufs et de roches sédimentaires, le tout englobé dans une masse verte ou grise, composée de poussières, de ponces, de grains de quartz et de cristaux corrodés d'orthose, de hornblende, de biotite;

3° En des tufs basiques, englobant des fragments de basalte à olivine et d'autres roches voisines, se débitant en sphéroïdes.

Souvent les cheminées ont servi, en outre, de canaux de sortie à des matières fondues, solidifiées ensuite sous la forme de basaltes riches en enclaves. Ces roches traversent le remplissage bréchoïde des necks en formant des dykes ou des veines, qui pénètrent quelquefois dans les couches encaissantes en s'y ramifiant.

Les fragments de roches sédimentaires que l'on rencontre dans les plus petits des necks ne montrent souvent aucune trace de modification; mais, dans les grandes cheminées, les grès ont été durcis, les argiles rubéfiées, les calcaires transformés en marbre.

L'absence complète de toute relation entre les necks et les dislocations des couches traversées, voire avec toute fissure, démontre avec évidence que la perforation de la croûte terrestre est due à l'échappement violent, sous forme d'explosions, de gaz à haute température, emmagasinés sous une énorme pression à l'intérieur de la Terre.

Il existe des cheminées tout à fait analogues dans le Jura Souabe. Branco les a décrites sous le nom d' « embryons de volcans » [4].

Les analogies sont non moins grandes avec les cheminées diamantifères de l'Afrique australe, dont l'étude s'est trouvée facilitée par l'exploitation intensive dont elles ont fait l'objet, en particulier à Kimberley. Elles atteignent 100 à 600 m de diamètre et sont remplies de « blue ground », brèche de péridotite qui renferme les diamants. Leurs parois sont striées verticalement, les couches qu'elles traversent sont relevées sur leur pourtour.

Daubrée a réalisé expérimentalement ces diatrèmes en perforant diverses roches au moyen d'explosions de nitro-glycérine ou de dynamite produites dans des cylindres très résistants. Les perforations ressemblent en tous points aux cheminées diamantifères, aussi Daubrée fut-il amené dès 1891 [3] à attribuer la formation de ces cheminées et des necks d'Écosse à des explosions ayant eu lieu en profondeur. La présence du diamant dans le « blue ground » fait supposer qu'il s'agit, dans le cas des cheminées du Cap, d'explosions d'hydrocarbures.

Laccolithes. — Les dénudations profondes des couches supérieures de l'écorce terrestre font apparaître, à la surface, des appareils éruptifs dont les produits ne sont jamais arrivés au jour, mais se sont insinués sous la forme d'*intrusions* entre les strates.

Les géologues américains ont décrit de nombreux exemples de pareilles intrusions, prenant un tel développement en hauteur qu'elles affectent la forme de gâteaux interstratifiés. Ce sont des intumescences, planes à la partie inférieure, qui s'étalent sur la couche sous-jacente et sont bombées à la partie supérieure, sur laquelle les couches qui recouvrent la masse s'appliquent en affectant une disposition en dôme. On a supposé tout d'abord que le magma fluide s'était précipité dans des creux préexistants, résultant du décollement des strates supérieures, d'où le nom de *laccolithes* que leur a donné Gilbert [6]. Mais il est bien plus probable que le magma s'est introduit entre deux couches en soulevant la couche supérieure.

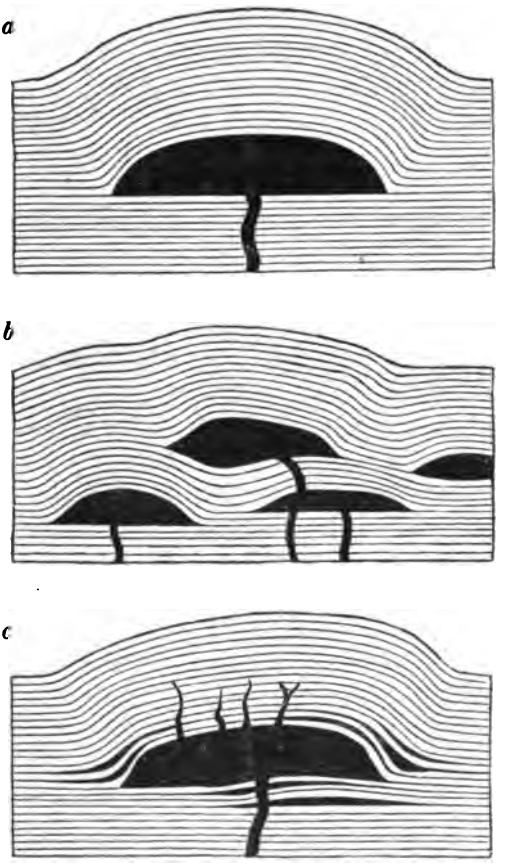


Fig. 118. — Trois coupes schématiques de laccolithes (d'après Gilbert).

a, laccolithe simple ; *b*, groupe de laccolithes ; *c*, laccolithes avec *sills* intrusifs et apophyses.

Les laccolithes des Henry Mountains, dans l'Utah, ceux des Elk Montains, dans le Colorado, ont pu être étudiés par Gilbert et par Whitman Cross [7], grâce à des érosions assez profondes qui ont entamé ces intumescences.

Dans aucun des laccolithes décrits, la cheminée n'est visible, mais

1. De λάκκος, citerne, et λίθος, pierre.

la surface inférieure a été observée en plusieurs points. La surface supérieure est presque toujours entamée par l'érosion, car les couches qui recouvraient le laccolithe ont été en général enlevées; mais plusieurs affleurements permettent de reconnaître le relèvement des couches déterminé sur tout le pourtour par l'intrusion de la masse éruptive.

Fig. 119. — Coupe du laccolithe d'Anthracite Range, Elk Mountains (d'après Whitman Cross).

La forme simple en calotte sphérique est rarement réalisée, car, le plus souvent, le laccolithe se divise sur ses bords en plusieurs feuillets, qui pénètrent comme des coins dans les couches environnantes (fig. 120). Chaque laccolithe se dresse au milieu d'un plateau formé de couches horizontales comme un dôme plus ou moins

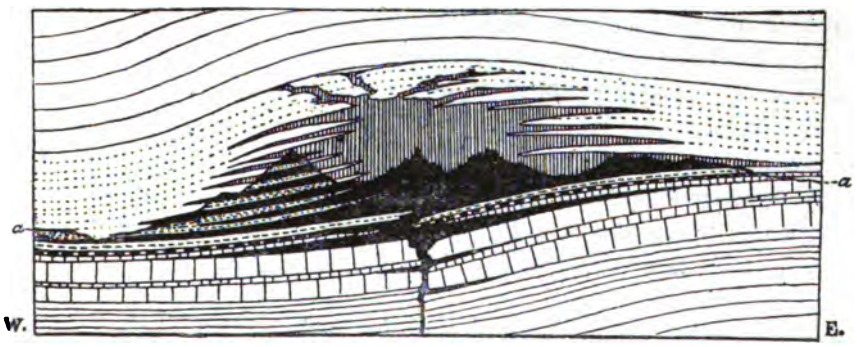


Fig. 120. — Coupe théorique du laccolithe des La Plata Mountains, Colorado (d'après Whitman Cross).

régulier, plus ou moins escarpé, plus ou moins buriné par l'érosion.

Les terrains dans lesquels se trouvent intercalés les laccolithes des Elk Mountains appartiennent au groupe Crétacé supérieur; l'intrusion a donc dû avoir lieu à l'époque Tertiaire. L'épaisseur de ces masses intrusives est de 1 000 m, leur diamètre varie en général de 3 à 6 km.

Les laccolithes d'Europe se présentent rarement avec une netteté

pareille, les dislocations qu'ils ont subies postérieurement à leur intrusion rendent leur étude très difficile. La forme en calotte sphérique n'est que rarement visible, mais on observe des intrusions limitées par des surfaces planes et intercalées entre les strates : on les appelle des *filons-couches* ou des *sills*. En France, les seuls laccolithes bien caractérisés sont les porphyres bleus de l'Estérel, si bien étudiés par Michel-Lévy [8].

Nulle part les laccolithes ne sont accompagnés de scories ou de tufs, nulle part on n'y rencontre de matières vitreuses. Mais, par contre, les roches grenues, comparables par leur structure au granite, ne s'y trouvent qu'exceptionnellement, comme par exemple dans la région centrale du laccolithe de Shonkin Sag, décrit par Weed et Pirsson [9], qui est constituée par de la syénite, alors que

Fig. 121. — Coupe du laccolithe de Shonkin Sag, Highwood Mountains, Montana (d'après L. V. Pirsson). La partie centrale en blanc, syénite et roches de transition; la partie périphérique en noir, shonkinite.

les parties périphériques sont entièrement microlithiques (fig. 121). Ce sont, d'une manière générale, ces roches à deux temps de consolidation qui prédominent dans les laccolithes.

L'assimilation des masses granitiques à des laccolithes n'est donc pas fondée. On se rappelle d'ailleurs que ces masses s'élargissent en profondeur et que jamais on n'a vu au-dessous d'elles des roches sédimentaires. Les laccolithes n'ont pas non plus métamorphisé les couches entre lesquelles ils se sont introduits, si ce n'est en donnant lieu à des phénomènes calorifiques, comparables à ceux que l'on observe au contact des dykes et des coulées.

Age des éruptions. — Les relations des roches volcaniques avec les roches sédimentaires encaissantes nous renseignent dans bien des cas sur l'âge relatif des éruptions. Ainsi un dyke est toujours manifestement plus récent que les roches qu'il traverse; un laccolithe ou un sill sont d'âge postérieur aux couches dans lesquelles ils se présentent à l'état d'intrusion, et une coulée est plus récente que les terrains sur lesquels elle s'est épanchée à l'air libre. Mais ces données ne fournissent que l'âge maximum d'une éruption; son âge minimum peut être déterminé par la présence de cailloux roulés de la roche éruptive dans un sédiment, d'ordinaire dans un conglomérat, qui est forcément postérieur à l'éruption et dont il suffit de connaître l'âge exact.

Si, par exemple, une porphyrite forme des dykes dans le Carbonifère inférieur et qu'une roche identique se rencontre en galets dans le Carbonifère supérieur, on peut considérer son éruption comme datant du Carbonifère moyen. Mais il arrive fréquemment qu'un intervalle de temps beaucoup plus considérable existe entre l'âge maximum et l'âge minimum. La détermination de l'âge de l'éruption sera, dans ce cas, bien moins précise.

Quelquefois la présence de fossiles au milieu d'amas de projections pourra déterminer d'une manière très exacte l'âge de l'éruption à laquelle sont dues ces projections. Mais la présence de coquilles ou d'autres restes organiques dans des tufs volcaniques est de nature à induire en erreur, car les tufs peuvent s'être formés au détriment de cendres datant d'une éruption beaucoup plus ancienne.

---

1. — Poulett Scrope. The Geology and Extinct Volcanoes of Central France. 2d edit. 1 vol. in-8°, 258 p., 17 pl., 10 fig., 2 cartes. London, 1858.

2. — Sir Archibald Geikie. The ancient Volcanoes of Great Britain. 2 vol. XXIV + 477 + XV + 492 p., 7 cartes, 383 fig. London, 1897.

3. — Daubrée. Recherches expérimentales sur le rôle possible des gaz à hautes températures, doués de très fortes pressions et animés d'un mouvement fort rapide, dans divers phénomènes géologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XIX, p. 313-354, 23 fig. 1891.

4. — W. Branco. Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. *Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württenberg*, L, p. 505-997, pl. VI, VII, 115 fig., 1894.

5. — Sir Archibald Geikie. The volcanic necks of East Fife. *Memoirs of the Geological Survey of Scotland*. The Geology of Eastern Fife, p. 200-283, 8 pl., 1 carte. Glasgow, 1902.

6. — G. K. Gilbert. Report on the Geology of the Henry Mountains. *U. S. Geogr. & Geol. Surv. of the Rocky Mountain Region*, 1 vol. in-4°, 160 p., 6 pl., 73 fig. Washington, 1877.

7. — Whitman Cross. The laccolithic mountain groups of Colorado. *14th Ann. Rep. of the U. S. Geol. Surv.*, II, p. 157-241, pl. VII-XVI, 1894.

8. — A. Michel-Lévy. Mémoire sur le porphyre bleu de l'Estérel. *Bull. Serv. Carte géol.*, IX, n° 57, 47 p., 8 pl., 19 fig. 1897.

9. — W. H. Weed a. L. V. Pirsson. Geology of the Shonkin Sag and Palisade Butte Laccoliths in the Highwood Mountains of Montana. *Amer. Journ. of Science*, 4th ser., XII, p. 1-17, 10 fig., 1901.

10. — L. V. Pirsson. Petrography and Geology of the Igneous Rocks of the Highwood Mountains, Montana. *Bull. U. S. Geol. Surv.*, n° 237, 208 p., 7 pl., 8 fig., 1905.

11. — Vera de Derwies. Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk (Caucase du Nord). 1 vol. in-4°, 84 p., 12 fig., 3 pl. Genève, 1905.

12. — Marcellin Boule. L'âge des derniers volcans de la France. *La Géographie*, XIII, p. 177-194, 275-300, 349-369, fig. 43-55, 70-83, 92-96, pl. I, II, 1906.

V. aussi : 0,1-4; 0,6; 0,22; XVII, 1.

CHAPITRE XIX

FUMEROLLES ET SOURCES THERMALES

Fumerolles. — Émanations d'hydrocarbures. — Sources hypogènes. — Métamorphisme produit par les fumerolles et les sources thermales. — Gîtes métallifères hydrothermaux.

Fumerolles. — Une étude spéciale de la composition des produits volcaniques doit envisager tout d'abord les émanations gazeuses des volcans. Comme la récolte des gaz et des vapeurs rejetés par le cratère au moment des paroxysmes rencontre des difficultés presque insurmontables, il est naturel que les géologues aient surtout porté leur attention sur les *fumerolles*, c'est-à-dire sur les émanations gazeuses qui ont pour lieu d'origine les flancs des volcans ou leurs abords. Les recherches de Charles Sainte-Claire-Deville [2, 3] et de F. Fouqué [4] sur les fumerolles du Vésuve et de l'Etna sont classiques, elles ont conduit leurs auteurs à des conclusions qui projettent une vive lumière sur la succession des phénomènes volcaniques dans une région déterminée.

Fouqué a pu établir, par de nombreuses prises de gaz et par des mesures de température, que la composition chimique des fumerolles est fonction de leur température, les plus chaudes renfermant tous les gaz qui sont également contenus dans les moins chaudes et celles-ci se distinguant de celles-là uniquement par des caractères négatifs, par la disparition graduelle de certains gaz. La seule classification rationnelle des fumerolles est donc basée sur leur température.

Les fumerolles les plus chaudes sont à peu près à la température du rouge. On les a appelées les *fumerolles sèches*, car on les a crues entièrement anhydres; mais, en réalité, elles renferment presque toujours de la vapeur d'eau en plus ou moins grande quantité. Elles se dégagent des petits cônes adventifs, dont sont parsemés les flancs

de beaucoup de volcans, en fumées blanches et déposent des produits de sublimation, qui nous renseignent sur leur composition. Les mêmes substances se rencontrent encore en abondance et quelquefois en gros cristaux sur les blocs projetés par les volcans lors des explosions. Lacroix [XVII, 12] a pu recueillir ainsi, sur des blocs projetés lors de la dernière éruption du Vésuve, de beaux cristaux de chlorure de potassium ou sylvite, de chlorure de sodium, d'un chlorure double de potassium et de manganèse. A côté des chlorures alcalins et de sulfates en moindre quantité, les fumerolles sèches déposent encore de l'oxyde de cuivre ou ténorite. L'analyse des gaz indique également de très fortes proportions de chlorure à l'état de vapeurs, associés à de faibles quantités d'eau, d'acide carbonique, d'azote, etc.

Les fumerolles qui sont constituées par des gaz à une température comprise entre 500° et 100° sont désignées sous le nom de *fumerolles acides*. Elles renferment surtout en grande quantité de la vapeur d'eau, de l'acide carbonique, de l'anhydride sulfureux. Leurs sublimations sont principalement des chlorures métalliques, en particulier de fer et de cuivre, remarquables par leurs couleurs vives. L'oligiste (Fe^2O^3), résultant de la réaction à haute température de la vapeur d'eau sur le chlorure de fer, se rencontre surtout en amas cristallins sur les bords du cratère du Vésuve et dans le cratère lui-même. Les enduits de chlorures métalliques sont abondants sur les parties hautes des coulées, tandis que les parties plus basses sont couvertes de chlorure d'ammonium, déposé par sublimation à une température inférieure à 400°.

Les fumerolles dont la température est comprise entre 100° et 40° ne renferment plus de chlorures, si ce n'est le chlorure d'ammonium, associé au carbonate d'ammonium. On les a appelées *fumerolles alcalines*. Elles contiennent de la vapeur d'eau en quantité formidable et de l'acide sulfhydrique, qui, en se décomposant à l'air, donne naissance à des dépôts de soufre.

Enfin, les fumerolles à la température ordinaire, connues sous le nom de *mofette*, sont constituées principalement par de l'acide carbonique, associé à des quantités plus ou moins grandes d'azote, d'hydrogène et de carbures d'hydrogène, tels que l'acétylène et le méthane. Les *mofette* ne se rencontrent que vers la base du cône et aux abords du volcan.

Lacroix a décrit, sous la dénomination de *fumerolles secondaires* [XVII, 11], des fumerolles sans racines profondes qui s'échappent des brèches volcaniques peu de temps après la formation de celles-ci et

pendant la durée de leur refroidissement très lent ou accéléré par l'intervention des eaux pluviales. Les nuées ardentes de la Montagne Pelée ont accumulé sur leur trajet des brèches très épaisses, d'où s'échappaient des gaz exactement comme sur les coulées.

On voit par ce qui précède que les fumerolles sont d'autant plus froides qu'elles sont plus distantes du cratère. La même décroissance de la température s'observe à partir des fissures du cône volcanique. Ainsi Fouqué a pu rencontrer, en partant d'une fente, d'où s'échappaient des fumerolles acides, d'abord des fumerolles alcalines, puis, à plus grande distance, des *mofette*.

Ch. Sainte-Claire Deville a constaté la même diminution de température, non plus dans l'espace, mais dans le temps, en établissant que les fumerolles sèches, qui caractérisent la phase paroxysmale d'une éruption, font place, aussitôt que l'activité du volcan se ralentit, à des fumerolles acides, celles-ci se transformant ensuite en fumerolles alcalines, puis en fumerolles froides, lorsque le volcan rentre peu à peu à l'état de repos. Longtemps après un paroxysme les flancs d'un volcan peuvent encore être le théâtre d'émissions de la catégorie des fumerolles alcalines et des solfatares.

On a appelé *phase solfatarienne* cette phase de l'activité volcanique. Les émanations d'acide sulfhydrique des solfatares coexistent avec des émanations thermales, dont il sera question tout à l'heure.

Les solfatares disparaissent à leur tour, mais les dégagements d'acide carbonique et d'hydrocarbures persistent dans la région qui avoisine le volcan.

Lorsqu'une nouvelle éruption se prépare, l'activité solfatarienne des flancs du cône se manifeste à nouveau, précédant les explosions et les épanchements, qui sont accompagnés d'émanations de fumerolles acides et sèches. Les diverses catégories reparaissent donc dans l'ordre même où elles avaient successivement disparu. L'apparition de dégagements d'acide carbonique et d'hydrocarbures, dans des régions où ces manifestations du volcanisme faisaient défaut; celle de fumerolles, sur les flancs de volcans éteints, sont souvent des signes prémonitoires de la recrudescence de l'activité volcanique et de prochaines éruptions.

D'un autre côté, il existe aussi des volcans qui sont entrés, d'une manière pour ainsi dire permanente, dans la phase solfatarienne. Telles sont la solfatare de Pouzzoles, qui n'a pas eu d'éruption depuis 1198. Celle de Vulcano, par contre, où le soufre et l'acide borique font l'objet d'une exploitation assez intense, est un volcan qui, dans les derniers siècles, a repassé plusieurs fois par des phases

d'activité. Quant aux émanations d'acide carbonique des *mofette*, elles sont très communes dans des régions d'anciens volcans telles que le Plateau Central, l'Eifel, le Yellowstone. Elles ont la propriété d'asphyxier les animaux qui y sont exposés, d'où les noms de *vallée de la mort*, *goufre de la mort*, *grotte du chien* donnés aux dépressions ou cavités envahies par ces émanations.

Émanations d'hydrocarbures. — Les carbures d'hydrogène accompagnent fréquemment les émanations d'acide carbonique des *mofette*, mais leurs venues peuvent être localisées dans des appareils spéciaux, connus sous le nom de *volcans de boue* ou de *salses*. Ce sont de petits cônes édifiés par l'argile que soulèvent les dégagements de gaz en arrivant à la surface, dans des terrains meubles. Les gaz qui s'échappent des salses sont principalement des carbures d'hydrogène, associés à de l'acide carbonique et à de l'acide sulfhydrique. L'eau qui imprègne l'argile semble être en grande partie d'origine météorique. Souvent les émanations gazeuses sont accompagnées de venues d'*huile de naphte* ou de *pétroles*, qui s'épanchent à la surface ou qui imprègnent les terrains perméables qu'elles traversent.

Il y a une corrélation manifeste entre les volcans de boue et ces venues d'huile minérale. Et presque toujours, comme par exemple à Bakou, les deux phénomènes se trouvent localisés dans des régions d'activité volcanique. On doit donc supposer qu'il existe deux catégories de gîtes de pétrole d'origine toute différente : les pétroles d'origine organique, dont il a été question dans un précédent chapitre (ch. IX), et ceux qui ont une origine éruptive. Leur composition n'est d'ailleurs pas la même.

Les pétroles d'origine organique, tels que ceux de Pennsylvanie, sont formés principalement de carbures saturés, homologues supérieurs du méthane, ayant pour formule générale C^nH^{2n+2}. Engler a pu les reproduire, on s'en souvient, en chauffant en vase clos plusieurs centaines de kilogrammes d'huile de foie de morue.

Les pétroles d'origine éruptive, tels que ceux de Bakou, sont constitués surtout par des carbures non saturés, homologues supérieurs de l'éthylène, ayant pour formule générale C^nH^{2n}. On n'a jamais pu reproduire ces carbures en partant de tissus animaux ou végétaux[1].

1. Il n'y a rien d'étonnant, dans ces conditions, à ce que, suivant leur nationalité, les auteurs se soient prononcés soit en faveur de l'origine organique, soit en faveur de l'origine éruptive de *tous* les pétroles. Les auteurs russes et français sont généralement partisans de l'origine éruptive, tandis que les auteurs allemands et américains admettent plus volontiers une origine organique.

Il est évidemment inutile d'avoir recours, pour expliquer la formation de *tous* les carbures saturés, à l'hypothèse d'une accumulation, dans les couches profondes de l'écorce terrestre, de carbures métalliques, qui, en présence de l'eau, auraient donné naissance au méthane et à ses homologues. Mais cette hypothèse, émise d'abord par Berthelot, développée ensuite par Mendelejeff et par Moissan, peut être invoquée pour expliquer les dégagements de méthane dans les régions volcaniques. Quant aux pétroles du type de Bakou, Paul Sabatier a pu les reproduire par synthèse en faisant agir vers 200° de l'hydrogène sur de l'acétylène en présence de divers métaux très divisés, tels que le fer, le cobalt et le nickel [6].

Il existe tous les passages entre les petites salses de 5 à 6 m de hauteur, telles qu'on les rencontre par exemple dans l'Apennin d'Émilie, et les grands volcans de boue de Taman, à l'extrémité occidentale du Caucase, et de Bakou, à l'extrémité orientale de la même chaîne. Certaines salses ont des manifestations paroxysmales, accompagnées de projections; d'autres affectent un régime très régulier, qui leur a valu la dénomination de *fontaines ardentes* ou de *sources de feu*.

Sources hypogènes. — Nous verrons, dans un chapitre ultérieur, que les sources ordinaires sont des venues d'eau dont l'origine est toute superficielle. Ce sont des réapparitions d'eaux provenant de l'infiltration des eaux météoriques ou de la disparition momentanée d'eaux courantes dans les couches supérieures de l'écorce terrestre. Leur température est souvent assez élevée, car elles reviennent de profondeurs où règnent d'assez hautes températures. Elles sont souvent minéralisées, car elles ont emprunté en route des substances minérales aux couches qu'elles ont traversées. Par contre, il existe des sources d'origine profonde, généralement riches en gaz et en matières minérales en dissolution, dont les relations avec les phénomènes volcaniques sont évidentes, soit qu'elles se trouvent localisées dans des régions d'activité volcanique ancienne ou récente, soit que leur minéralisation ne puisse s'expliquer par la composition des terrains traversés. E. Suess [7] les appelle des sources *hypogènes*. Il indique, comme un de leurs caractères les plus fréquents, la *pulsation*, l'intermittence dans leur débit, à longue ou à courte période, qui est un des traits distinctifs des phénomènes volcaniques.

Soffioni ou soufflards. — Une des catégories de sources hypogènes qui se rapproche le plus des fumerolles est celle des *soffioni* ou *soufflards*, jets de vapeur d'eau de hauteur variable, qui sortent du

sol à la température de 100 à 175° et se condensent dans des bassins appelés *lagoni*. La vapeur d'eau est accompagnée de gaz, tels que l'acide carbonique, l'acide sulfhydrique, le méthane. L'eau rejetée renferme en dissolution de l'acide borique, ou sassoline, qui se dépose dans les *lagoni*.

Les *soffioni* les plus connus sont ceux de la région de Volterra, en Toscane, et ceux de l'Ouest des États-Unis. On y rencontre fréquemment, à côté de l'acide borique, du borate de soude ou borax.

Geysers. — Les *geysers* sont des sources jaillissantes intermittentes, dont l'origine volcanique n'est pas contestable, car ils sont reliés aux solfatares par des passages insensibles. La quantité d'eau y est plus grande et celle d'acide sulfhydrique y est moindre. L'eau renferme souvent en dissolution des silicates alcalins, qui, sous l'action des acides, donnent naissance à un précipité de silice hydratée, variété d'opale connue sous le nom de geysérite.

Les geysers ne constituent d'ailleurs qu'un cas particulier des sources chaudes alcalines et sulfureuses, dont la présence est surtout liée aux éruptions acides. Leur intermittence a été attribuée autrefois à une prétendue forme en siphon de leurs cheminées de sortie. Tyndall, par contre, a expliqué le phénomène par le passage brusque de l'eau chaude, qui s'élève dans la cheminée d'un point où sa température est un peu inférieure à sa température d'ébullition, à un point plus élevé, où cette température est égale à la température d'ébullition, de sorte que la vaporisation est instantanée et accompagnée d'une projection violente. Le jaillissement prend fin lorsque l'eau projetée, retombant dans la cheminée, a refroidi momentanément la colonne; puis le phénomène se reproduit avec les mêmes caractères.

Comme la température de l'eau, la hauteur de la cheminée de sortie et l'altitude du point d'émergence varient pour chaque geyser, il est naturel que la période de l'intermittence soit également sujette aux plus grandes variations.

Les geysers déposent de grandes quantités de silice, ils édifient quelquefois de véritables vasques autour de leurs orifices. Il existe d'ailleurs aussi des geysers qui forment un dépôt calcaire. Leur eau chargée d'acide carbonique renferme du carbonate de chaux en dissolution, qui se dépose lorsque l'acide carbonique s'échappe.

Les geysers les plus célèbres sont ceux d'Islande, du Yellowstone, aux États-Unis, de la Nouvelle-Zélande. Ces derniers ont été détruits en 1886 par une violente explosion volcanique.

Sources thermales. — A côté des geysers, où la température de

l'eau est en général supérieure à 100°, il existe une série de types de sources thermales réalisant tous les passages aux sources à température ordinaire [8]. Il est souvent très difficile de faire le départ de celles de ces sources qui sont d'origine superficielle et de celles qui sont réellement hypogènes, mais il est permis de ranger dans cette deuxième catégorie toutes les sources minérales des régions volcaniques. Leurs points d'émergence, ou *griffons*, se trouvent presque toujours sur des failles et elles se greffent quelquefois sur des dykes de roches éruptives.

Ed. Suess a montré [7] que les sources de Carlsbad, dont quelques-unes ont jusqu'à 75°, ne peuvent tirer leur minéralisation des roches granitiques qu'elles ont traversées avant de venir au jour. Elles renferment, en effet, de grandes quantités de sels alcalins, puisqu'elles en débitent environ un million de kilogrammes par an. La soude est de beaucoup prédominante et cependant le granite de la région renferme surtout de la potasse.

Les sources de Carlsbad édifient, à leurs points d'émergence, des masses puissantes de carbonate de chaux, sous la forme cristalline de l'aragonite. Il est probable qu'autrefois elles ont déposé de la silice, car les eaux suivent, avant de venir au jour, des filons de quartz. Il s'y dépose également des pisolithes, que Lacroix a reconnus être constitués par une forme spéciale du carbonate de chaux qu'il a appelée la ktypéite.

Les sources minérales du Plateau Central ont aussi des relations évidentes avec les volcans éteints de la région. La richesse en acide carbonique de la plupart d'entre elles les rapproche des *mofette* que l'on rencontre encore dans le voisinage des volcans d'Auvergne. Par leur richesse souvent très grande en alcalis, elles rappellent les fumerolles alcalines. Plusieurs sources du Plateau Central sont assez riches en calcaire pour être incrustantes, telle la fameuse fontaine incrustante de Sainte-Allyre, dans un faubourg de Clermont-Ferrand. Souvent, dans leur ascension, les eaux thermales rencontrent une couche perméable, formée de sédiments poreux, tels que sables, grès, brèches. Elles s'y infiltrent et l'on peut alors les chercher et les faire venir au jour au moyen de sondages.

Métamorphisme produit par les fumerolles et les sources thermales. — Les coulées exercent sur les roches voisines une action presque exclusivement calorifique, qui ne s'étend qu'aux parties les plus voisines, surtout dans le cas des coulées formées de matériaux très fusibles, tels que des basaltes. Les fumerolles altèrent, par contre,

profondément la composition minéralogique et chimique des roches qu'elles atteignent. Il ne peut être donné ici qu'un petit nombre d'exemples de ces modifications métamorphiques, qui intéressent surtout les minéralogistes.

Souvent, comme par exemple sur les flancs de la Montagne Pelée, l'altération subie par les roches au voisinage des fumerolles est due tout entière à l'action de l'acide sulfurique, produit par l'oxydation de l'hydrogène sulfuré au voisinage de l'air. La labradorite est transformée par places en une masse pâteuse formée par un mélange d'opale et d'une sorte d'halloysite, imprégné de sulfates solubles. Ceux-ci sont quelquefois associés à du gypse. Les roches attaquées sont souvent couvertes d'un enduit de silice hydratée [XVII, 11, p. 188].

C'est surtout dans les brèches édifiées autour des cratères que l'occasion est propice pour étudier les modifications qu'ont subies les roches sous l'action des gaz à haute température qui s'échappent des volcans. Au Vésuve, les blocs de roches leucitiques, qui constituent en grande partie ces brèches, sont fortement corrodés; la leucite y est remplacée par la microsommite ou la sodalithe, qui tapissent également les cavités de la roche, concurremment avec de beaux cristaux d'augite, de hornblende, de biotite, de magnétite, etc. [Lacroix, XVII, 12]. C'est certainement à l'action des chlorures et des sulfates à l'état de vapeurs qu'il convient d'attribuer ces minéraux de nouvelle formation. Le sodium de ces sels a généralement remplacé le potassium des silicates potassiques.

Les enclaves énallogènes contenues dans les roches volcaniques renferment les mêmes minéraux que les brèches des bords du cratère. Il est manifeste qu'elles ont subi également l'action des fumerolles.

Les enclaves calcaires sont particulièrement intéressantes à cet égard. Elles sont d'ailleurs en tous points semblables aux blocs calcaires que l'on rencontre parmi les projections de certains volcans, tels que le Vésuve, dont les blocs, que l'on peut recueillir à la Somma, sont justement célèbres à cause des beaux minéraux qu'ils renferment. Le calcaire est devenu tout à fait cristallin; il s'y est développé des silicates calcaires (grenats, idocrase, wollastonite, anorthite, etc.), généralement accompagnés de mica.

Lacroix a montré que ce métamorphisme des enclaves est beaucoup plus profond lorsque les roches englobantes sont des roches acides ou des roches leucitiques que dans le cas des roches basaltiques, où les modifications sont limitées à la zone même de contact.

Les fumerolles à basse température sont susceptibles elles aussi

de provoquer la formation de minéraux nouveaux sur leur passage. Les sources thermales elles-mêmes peuvent donner lieu à des actions métamorphiques. Les observations faites par Daubrée [XV, 1] dans les maçonneries romaines de Plombières sont à cet égard tout à fait démonstratives. Des fouilles ont à diverses reprises entamé un béton composé de fragments de briques et de pierres, réunis par un ciment de chaux. Ces matériaux étaient immergés depuis des siècles dans une eau minérale alcaline peu minéralisée, qui surgit à la surface par plusieurs sources, dont les plus chaudes ne dépassent guère 60°. Daubrée y a recueilli de nombreux cristaux de diverses zéolithes (chabasites, christianites, mésotype, apophyllite), qui tapissent les fissures du béton, y forment des géodes, ou en remplissent la pâte. Dans les parties plus profondes de la maçonnerie, qui sont exposées directement au jet de l'eau thermale, il s'était formé une gelée minérale, composée d'un silicate de chaux hydraté mélangé à de l'opale, qui se rencontre aussi dans les fissures.

Des observations tout à fait analogues ont été faites, également par Daubrée, à Luxeuil, à Bourbonne-les-Bains, à Saint-Honoré (Nièvre). A Luxeuil, la température des sources ne dépasse pas 46°. A Bourbonne-les-Bains, divers sulfures de cuivre ont pris naissance par l'action des sulfates alcalins sur des monnaies romaines et la réduction du sulfate de cuivre par des matières organiques.

Ces faits jettent une vive lumière, non seulement sur la formation des zéolithes et de l'opale dans les fissures et dans les vacuoles des roches volcaniques, postérieurement à leur consolidation, mais encore sur les phénomènes métamorphiques en général. On conçoit aisément qu'à des températures plus élevées il se forme, par la simple action de l'eau sous pression, des silicates anhydres et en particulier des feldspaths. Pour peu que l'eau renferme en dissolution des silicates alcalins, il peut se former, dans des calcaires argileux par exemple, des silicates doubles calcaires et notamment de l'albite. Dès lors le métamorphisme exercé en profondeur par les minéralisateurs peut être rapproché de l'action produite par les fumerolles sur les roches encaissantes. Nous sommes en présence d'un seul et même phénomène, qui a lieu dans des conditions différentes.

Gîtes métallifères hydrothermaux. — Les dépôts formés par les sources thermales nous éclairent sur l'origine d'un grand nombre de gîtes métallifères, dont le mode de formation a donné lieu à de longues discussions. On qualifie aujourd'hui d'*hydrothermaux* ces gîtes, qu'il faut bien se garder de confondre avec les gîtes de ségré-

gation, inclus dans les roches éruptives, avec les gîtes d'altération et avec les gîtes sédimentaires [9-13].

Les gîtes métallifères hydrothermaux présentent presque toujours un caractère *filonien*, c'est-à-dire qu'ils correspondent à des remplissages de fissures de l'écorce terrestre, — diaclases ou véritables failles, — auxquels on donne le nom de *filons*. Leur analogie avec les dykes des roches éruptives est souvent très grande. Les uns comme les autres sont en général délimités par deux surfaces parallèles plus ou moins planes, dont l'horizontale indique la *direction*[1], dont la ligne de plus grande pente forme avec l'horizontale un angle qui donne l'inclinaison et dont la distance mesurée perpendiculairement permet d'évaluer la *puissance*.

Le remplissage du filon comprend le *minerai* et la *gangue*. Les substances métalliques exploitables qui constituent le minerai sont ou des métaux natifs, tels que l'or et le bismuth; ou des oxydes, tels que l'hématite rouge (Fe^2O^3), la pyrolusite (MnO^2), la cassitérite (SnO^2); ou des sulfures, comme la pyrite (FeS^2), l'argyrose (Ag^2S), la galène (PbS), la blende (ZnS), la chalcosine (Cu^2S), la chalcopyrite ($CuFeS^2$), le cinabre (HgS), etc.; ou encore des arsénio-sulfures et antimonio-sulfures et divers phosphates. On peut citer aussi le wolfram ou ferro-tungstate de manganèse et le carbonate de fer. Les autres carbonates métalliques sont des produits d'altération superficielle.

La gangue est formée de silice, de calcite, d'aragonite, de dolomie, de barytine, de fluorine, etc.

Ces divers minéraux sont souvent groupés, de manière à constituer des *associations* assez constantes. Ainsi les sulfures de fer, de plomb et de zinc sont presque toujours associés. Il en est de même d'un certain nombre de minéraux tels que le quartz, les micas blancs, l'apatite, l'émeraude, la tourmaline, etc., qui accompagnent partout la cassitérite et peuvent être considérés comme les éléments caractéristiques des gîtes stannifères. D'autres associations sont simplement des mélanges isomorphes, comme la galène argentifère.

Le *mode de remplissage* des filons métallifères a été expliqué au moyen de plusieurs hypothèses tout à fait contradictoires. La *théorie de la sécrétion latérale*, qui ne compte plus guère d'adeptes, suppose que les matières minérales remplissant le filon se rencontrent

1. Les mineurs appellent *épontes* les parois des roches stériles qui délimitent le filon. Dans le cas où les épontes sont inclinées, la supérieure est dite *toit*, l'inférieure, *mur*. On appelle *salbandes* les matières argileuses ou bréchoïdes qui tapissent souvent les épontes et les séparent du remplissage métallique.

également, mais à l'état extrêmement divisé, dans les roches encaissantes. La circulation des eaux souterraines les aurait entraînées en dissolution dans les fissures, où elles auraient trouvé la place nécessaire pour cristalliser en masses plus ou moins considérables. Les analyses chimiques n'ont pas confirmé les données sur lesquelles F. Sandberger [14] s'était basé pour généraliser cette interprétation, mais il semble néanmoins qu'elle puisse s'appliquer à quelques cas particuliers. Nous verrons notamment que les filonnets de calcite qui traversent diverses roches sédimentaires n'ont pas d'autre origine.

Actuellement les géologues sont unanimes à admettre que le remplissage des filons s'est effectué non par sécrétion latérale, mais suivant le plan des fissures, soit par en haut, soit par en bas, *per descensum* ou *per ascensum*.

D'après la théorie *per descensum*, les substances minérales auraient été amenées en dissolution par les eaux superficielles dans des fentes béantes, où elles auraient cristallisé à la manière des sels précipités dans les bassins d'évaporation. On a invoqué en faveur de cette manière de voir le fait que presque tous les corps simples se trouvent dans les sels que l'eau de mer renferme en dissolution. Les eaux qui ruissellent à la surface des continents doivent donc contenir ces mêmes éléments, quoique dans de moindres proportions, et elles doivent jouir de la propriété de les emprunter aux roches d'origine interne. Cependant ces apports venus d'en haut auraient bientôt obstrué les fissures qui ne tarderaient pas à devenir entièrement stériles vers le bas, tandis qu'en réalité plusieurs filons, célèbres par la profondeur où l'exploitation les a poursuivis, ont conservé la même richesse qu'au voisinage de la surface. La théorie du remplissage par le haut, qui remonte à Werner et aux neptunistes du XVIIIe siècle, a toutefois encore quelques défenseurs. La théorie *per ascensum*, due à Élie de Beaumont [1], est aujourd'hui admise par la grande majorité des géologues. Elle suppose une origine profonde des matières minérales qui remplissent les filons et fait rentrer par conséquent la formation des filons métallifères dans la catégorie des phénomènes volcaniques.

Pour expliquer le remplissage de bas en haut des filons, on a fait appel tantôt à une injection de la fissure, c'est-à-dire à l'ascension de matières à l'état de fusion ignée; tantôt à la sublimation des substances minérales qui se seraient élevées dans les fissures à l'état de gaz ou de vapeurs; tantôt, enfin, à la voie aqueuse, en supposant que les éléments d'origine interne se trouvaient en dissolution dans une eau à température plus ou moins élevée.

L'hypothèse de l'*injection*, qui s'applique très bien au remplissage des dykes volcaniques, ne peut rendre compte de la formation des filons métallifères, car ceux-ci ne présentent jamais la moindre trace de matières fondues.

Certains gîtes filoniens doivent certainement leur origine à des phénomènes de *sublimation* dans les fentes. On a vu plus haut que, dans les fumerolles les plus chaudes, des oxydes métalliques pouvaient prendre naissance par la réaction de la vapeur d'eau sur des chlorures à l'état gazeux. Daubrée a obtenu des petits cristaux de cassitérite en faisant agir de la vapeur d'eau surchauffée sur des vapeurs de chlorure d'étain. Les gîtes stannifères, où la cassitérite est presque toujours accompagnée de micas fluorés, peuvent s'expliquer par l'action de la vapeur d'eau sur des vapeurs de fluorures d'étain originaires de la profondeur. Il est probable que l'orthose des pegmatites qui renferment la cassitérite est elle-même un produit de sublimation, car elle se forme quelquefois dans ces conditions dans les hauts fourneaux. Quant au quartz, Lacroix a constaté sa formation en présence de la vapeur d'eau surchauffée dans les laves andésitiques de la dernière éruption de la Montagne Pelée. La tourmaline, la topaze, l'émeraude, l'apatite, doivent également être envisagés comme des produits de réaction de vapeurs, car le rôle des minéralisateurs y est non moins évident. Les filons métallifères et les roches éruptives où interviennent des vapeurs à haute température ont reçu le nom de *formations pneumatolytiques*.

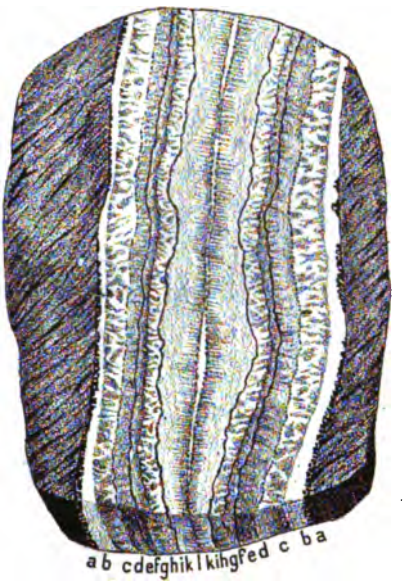


Fig. 122. — Filon concrétionné, fosse Churprinz près Freiberg, Saxe (d'après WEISSENBACH).

a, blende; b, quartz; c, fluorine; d, blende; e, barytine; f, strahlkies; g, barytine = e; h, fluorine = c; i, strahlkies = f; k, calcite blanche; l, calcite jaune formant de petites druses au centre.

La plupart des gîtes filoniens ont pris naissance toutefois par voie aqueuse, dans des conditions analogues aux dépôts formés par les eaux thermales; on les a qualifiés de *gîtes hydrothermaux*. Beaucoup d'entre eux ont une allure concrétionnée, c'est-à-dire qu'ils

sont constitués par des couches successives de composition différente, parallèles aux épontes du filon et se reproduisant de part et d'autre. Ce sont les *filons concrétionnés* (fig. 122). Leur gangue habituelle se compose de calcite, de barytine, de fluorine, minéraux qui cristallisent facilement par voie aqueuse. Le quartz qui les accompagne est souvent riche en inclusions liquides qui se vaporisent déjà à 27°. Tous ces faits excluent l'intervention de hautes températures

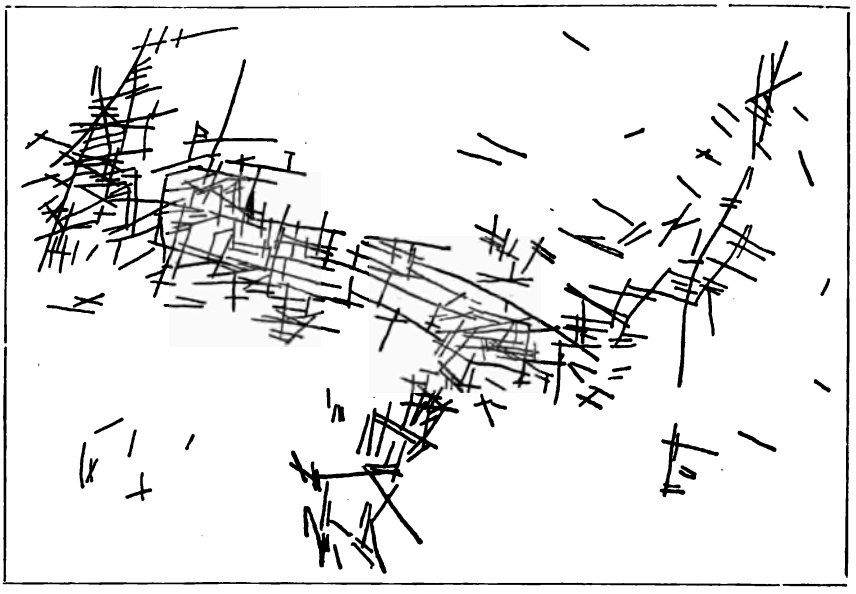


Fig. 123. — Plan d'ensemble des filons de Freiberg (Saxe). Échelle de 1 : 1/15 000 (figure extraite de L. De Launay, *la Science géologique*).

et permettent de rapprocher les gîtes hydrothermaux des sources minérales qu'ils accompagnent fréquemment. Ainsi les sources chaudes de Lamalou, dans l'Hérault, celles d'Ems, dans le Nassau, de Hammam Rira, en Algérie, et bien d'autres sortent de filons de sulfure de plomb ou de cuivre. Il ne peut être question d'indiquer ici, même sommairement, les types extrêmement variés de remplissages filoniens. Ces données sont exposées dans des traités spéciaux [9-13], où l'on trouvera également des renseignements sur les remplissages successifs d'un même filon, sur la succession des venues métallifères dans une région déterminée, sur le mode de terminaison des filons, sur leurs variations d'épaisseur, leurs croisements (fig. 123), etc.

De même que les émanations de carbures d'hydrogène et les

sources thermales, les venues minérales peuvent se répandre dans des couches perméables qu'elles rencontrent et imprégner ces couches en en remplissant les pores. On est alors en présence de *gîtes d'imprégnation*. Beaucoup de grès renferment ainsi des minerais de cuivre; d'autres, plus rares, sont imprégnés de cinabre. Mais l'exemple le plus célèbre de gîtes d'imprégnation est celui des conglomérats aurifères du Witwatersrand, au Transvaal, où les vides d'un conglomérat incontestablement sédimentaire sont remplis par de la pyrite aurifère, généralement considérée comme d'origine profonde.

---

1. — ÉLIE DE BEAUMONT. Note sur les émanations volcaniques et métallifères. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., IV, p. 1249-1333, 1847.

2. — CH. SAINTE-CLAIRE DEVILLE. Sur la nature et la distribution des fumerolles dans l'éruption du Vésuve du 1er mai 1855. *Ibid.*, 2e sér., XIII, p. 606-642, 1856.

3. — ID. Mémoire sur les émanations volcaniques. *Ibid.*, 2e sér., XIV, p. 254-279, 1857.

4. — F. FOUQUÉ. Recherches sur les phénomènes chimiques qui se produisent dans les volcans. 1 vol. in-4°, 82 p. Thèses Fac. Sc. de Paris. Paris, 1866.

5. — A. DE LAPPARENT. Note sur le rôle des agents minéralisateurs dans la formation des roches éruptives. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XVII, p. 282-290, 1889.

6. — PAUL SABATIER. La Genèse des Pétroles. *La Revue du Mois*, II, p. 257-268. Paris, 1906.

7. — E. SUESS. Ueber heisse Quellen. *Verh. d. Gesellsch. deutscher Naturf. u. Aertzte.* Vers. zu Karlsbad, p. 133-151, 1902.

8. — L. DE LAUNAY. Recherche, captage et aménagement des eaux thermo-minérales. Origine des eaux thermo-minérales. Géologie. Propriétés physiques et chimiques. 1 vol. in-8°, 635 p., 160 fig. Paris, 1899.

9. — A. VON GRODDECK. Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. 1 vol. in-8°, 351 p., 119 fig. Leipzig, 1879.

10. — ED. FUCHS et L. DE LAUNAY. Traité des gîtes minéraux et métallifères. 2 vol. in-8°, CXI + 823 + 1004 p., 389 fig., 2 pl. Paris, 1893.

11. — RICHARD BECK. Traité des gisements métallifères. Trad. par O. Chemin. 1 vol. in-8°, 808 p., 257 fig. Paris, 1904.

12. — L. DE LAUNAY. Formation des gîtes métallifères ou métallogénie. *Encyclopédie scientifique des Aide-Mémoire*, 2e édit. In-16, 190 p. Paris, 1905.

13. — A. W. STELZNER u. A. BERGEAT. Die Erzlagerstätten. In-8°, 1330 p., 5 pl., 254 fig. Leipzig, 1904-1906.

14. — F. SANDBERGER. Zur Theorie der Bildung der Erzgänge. *Berg. u. Hüttenm. Zeitg.*, XXXVI, p. 377-381, 389-392, 1877.

15. — S. F. EMMONS. Theories of ore deposition historically considered. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, XV, p. 1-28, 1904.

V. aussi : 0,1,2; 0,22, 23; XV, 1; XVII, 11, 12.

CHAPITRE XX

STRUCTURE ET COMPOSITION DES ROCHES D'ORIGINE INTERNE

Généralités. — Éléments des roches d'origine interne. — Structure des roches d'origine interne. — Classification des roches éruptives. — Provinces pétrographiques. — Différenciation des magmas.

Généralités. — On a souvent opposé aux roches d'origine externe ou exogènes, qui sont les roches sédimentaires, les *roches d'origine interne* ou *endogènes*. Les produits d'épanchement des volcans rentrent dans cette deuxième catégorie, il en est de même des roches plutoniennes, puisqu'elles ne sont pas arrivées au jour. Le nom de *roches ignées*, que l'on donne quelquefois aux roches d'épanchement et aux roches d'intrusion, a l'inconvénient de préjuger les conditions de leur formation. Il est préférable d'employer le terme de *roches éruptives*, qui met ces produits de l'activité du Globe en opposition avec les *roches métamorphiques*, également endogènes, quoique formées aux dépens de roches sédimentaires. On distingue souvent, parmi les roches d'origine interne, d'après la profondeur où elles se sont solidifiées, les trois catégories suivantes :

1° *Roches de surface* (*Oberflächengesteine*), ce sont les roches d'épanchement ou roches volcaniques (*Ergussgesteine*);

2° *Roches de demi-profondeur* ou *hypabyssales*, ce sont les roches d'intrusion;

3° *Roches de profondeur* ou *abyssales* (*Tiefengesteine*), ce sont les roches granitoïdes, auxquelles nous avons attribué une origine métamorphique.

Il est très difficile d'établir une délimitation tranchée entre ces trois catégories, car les structures particulières qui prédominent dans chacune d'elles se retrouvent également, quoique plus rarement, chez les deux autres. On ne peut guère prendre pour base d'une classification naturelle des roches d'origine interne les conditions de

gisement, car, en général, l'examen de la structure et de la composition d'une roche ne nous renseigne pas sur la profondeur où elle s'est solidifiée, sauf dans quelques cas exceptionnels. Dans la pratique, on ne peut admettre qu'il soit nécessaire de connaître les conditions de gisement d'une roche pour lui donner un nom.

C'est aussi pour cette raison qu'il n'est pas possible de conserver le groupe des *roches filoniennes*, que Rosenbusch [4] introduit dans sa classification entre les roches d'épanchement et les roches de profondeur, d'autant plus que tous les principaux types de structure peuvent se rencontrer dans les filons ou dykes de roches éruptives.

Une classification purement génétique aurait sa raison d'être, si la Pétrographie n'avait aujourd'hui à sa disposition des moyens d'investigation d'une haute précision, qui permettent d'arriver à la détermination de n'importe quel échantillon d'une roche non altérée en partant de l'examen des minéraux qui s'y rencontrent et de leur mode d'agencement. Au premier rang de ces moyens d'investigation figure l'étude des plaques minces au microscope polarisant.

Il est possible, à l'aide de cet instrument, de reconnaître les minéraux constituants d'une roche, non seulement par les formes de leurs sections, mais surtout par les caractères optiques qu'ils présentent.

Éléments des roches d'origine interne. — Les minéraux qui entrent dans la composition des roches d'origine interne sont relativement peu nombreux. Si l'on fait abstraction de la silice, de quelques oxydes métalliques et de l'apatite, qui est un phosphate de chaux, on a affaire presque exclusivement à des silicates alcalins, alcalino-terreux, ou à des silicates de fer ou d'aluminium. Pour cette raison on a quelquefois appelé les roches d'origine interne *roches silicatées*.

La silice libre est à l'état de *quartz*, de *tridymite*, de *calcédoine*, d'*opale*.

Les principaux oxydes métalliques sont la *magnétite* ou oxyde de fer magnétique (Fe^3O^4), l'*oligiste* (Fe^2O^3), le *corindon* (Al^2O^3), le *rutile* (TiO^2).

Les silicates sont simples, comme le *péridot* ou *olivine* ($MgFe^2SiO^4$), le *zircon* ($ZrSiO^4$), l'*andalousite* (Al^2SiO^5), ou doubles, comme les *feldspaths*, les *feldspathides*, les *pyroxènes*, les *amphiboles*, les *micas*, etc.

Les feldspaths sont des silicates doubles d'alumine et d'une autre base, qui peut être la potasse, la soude ou la chaux. Les feldspaths potassiques sont ou monocliniques (*orthose*), ou *tricliniques* (*microcline*); les feldspaths calcosodiques, aussi appelés *plagioclases*, sont tricliniques, ce sont des mélanges isomorphes de feldspath sodique (*albite*) et de feldspath calcique (*anorthite*), avec une série continue des termes intermédiaires (*oligoclase*, *andésine*, *labrador*, *bytownite*).

On a réuni sous le nom de fedspathides un groupe de minéraux dont la composition se rapproche de celle des feldspaths, mais qui affectent des

CLASSIFICATION

Proposée par le Comité français de Pét

I. Roches à feldspaths.

	1° Roches à feldspaths sans feldspathides.			2° R
	A. Roches à feldspaths alcalins et quartz.	**B. Roches à feldspaths alcalins.**	**C. Roches à feldspaths calcosodiques.**	**A. Roch feldsp alcali**
	GROUPE DES GRANITES	GROUPE DES SYÉNITES	GROUPE DES GABBROS	GROUPE DE NÉPHELI
TYPES GRENUS :	*granites*	*syénites*	*plagioclasites* *diorites* *gabbros* *norites* *troctolithes*	*syénites* ne — le — sod
TYPES MICROGRENUS :	*microgranites*	*microsyénites*	*microdiorites* *microgabbros* *micronorites*	*microsyénites* néph *microsyénites* — s
TYPES OPHITIQUES:			*dolérites*	
TYPES MICROLITHIQUES :	*rhyolithes*	*trachytes*	*dacites* *andésites* *basaltites* *basaltes*	*phon* *leucoph*

H ES ÉRUPTIVES

ıgrès géologique international.

	II. Roches sans feldspaths mais à feldspathides ou verre alcalin.				III. Roches sans éléments blancs.
ths les.					
Roches à dspaths sodiques.	A. à néphéline.	B. à leucite.	C. à mélitithe.	D. à verre sodique.	
DES GABBROS LDSPATHIDES					GROUPE DES PÉRIDOTITES
gabbros phéliniques	*ijolithes*	*missourites*		*augitites*	*péridotites* *pyroxénolithes* *hornblendites*
rogabbros phéliniques					
téphrites scotéphrites	*néphélinites*	*leucitites*	*mélilithites*	*limbur*	*picrites*

formes cristallines spéciales. La *leucite* cristallise en icositétraèdres, la *néphéline* ou *éléolithe* en prismes hexagonaux, la *sodalithe*, l'*haüyne*, la *noséane*, en dodécaèdres rhomboïdaux.

Les feldspaths et les feldspathides sont désignés sous la dénomination générale d'*éléments blancs* et les roches dans lesquelles ils prédominent sont dites *leucocrates*.

Les *pyroxènes* et les *amphiboles* sont des bisilicates ($MSiO^3$) plus ou moins complexes, où le potassium, le sodium, le calcium, le magnésium, le fer, l'aluminium se rencontrent en proportions très diverses. Les deux groupes se distinguent par leurs angles de clivages; dans l'un et dans l'autre, il existe des espèces orthorhombiques, monocliniques et tricliniques. Dans les roches éruptives on rencontre surtout les pyroxènes rhombiques (*enstatite*, *bronzite*, *hypersthène*), un pyroxène monoclinique très riche en alumine, l'*augite*, et une amphibole monoclinique, également très riche en alumine, la *hornblende*.

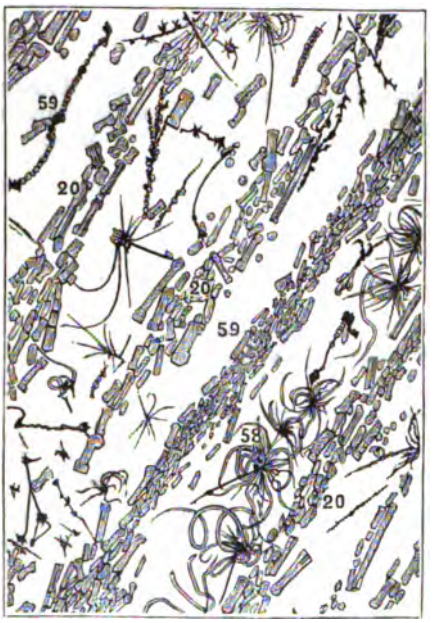


Fig. 124. — Cristallites et trichites d'une obsidienne de Milo (Grèce), vus à un grossissement de 500 diamètres (d'après Fouqué et Michel Lévy).

20, bâtonnets de pyroxène; 58, trichites; 59, magma vitreux.

Les *micas* sont des silicates hydratés très complexes, se clivant en lamelles parallèles. Le *mica blanc* ou *muscovite* est un mica potassique, le *mica noir* ou *biotite* est un mica riche en magnésie et en oxyde ferreux.

L'augite, la hornblende, la biotite sont appelées communément les *éléments noirs* ou *ferro-magnésiens* et les roches dans lesquelles ces minéraux prédominent sont dites *mélanocrates*.

Lorsque les éléments blancs et les éléments noirs se trouvent dans une roche en quantités à peu près égales, la roche est dite *mésocrate*.

Parmi les silicates qui se rencontrent fréquemment dans les roches éruptives, il convient de citer encore le *sphène*, qui est un silico-titanate de chaux, la *tourmaline*, qui est un borosilicate très complexe, les *grenats*, etc.

Les *zéolithes*, l'*épidote*, la *chlorite*, la *serpentine* sont des produits de décomposition qui se trouvent principalement dans les roches altérées.

Parmi tous ces minéraux il en est que l'on a qualifiés d'*essentiels*, puisque leur présence peut servir à caractériser une roche, à la distinguer de types voisins; il en est d'autres que l'on appelle par contre *accessoires*, puisque leur présence en petite quantité est en quelque sorte banale dans les roches les plus diverses. On peut placer dans cette deuxième catégorie l'apatite, le zircon, le sphène, la magnétite, le rutile, etc.

Les minéraux qui constituent les roches d'origine interne se trouvent en

général soit à l'état de *phénocristaux*, cristaux visibles à l'œil nu ou sous un faible grossissement, soit à l'état de cristaux de très petites dimensions, connus sous le nom de *microlithes*, soit encore à l'état de baguettes ou de globules excessivement fins, que l'on a appelés *cristallites* ou *trichites* (fig. 124) et qui résistent à l'analyse microscopique.

Lorsque les éléments d'une roche montrent des formes cristallines propres, on dit qu'ils sont *automorphes* ou *idiomorphes*. Lorsqu'ils se moulent les uns sur les autres, sans pouvoir développer leurs formes normales, on dit qu'ils sont *xénomorphes* ou *allotriomorphes*.

Les *sphérolithes* sont des amas globulaires composés soit d'éléments amor-

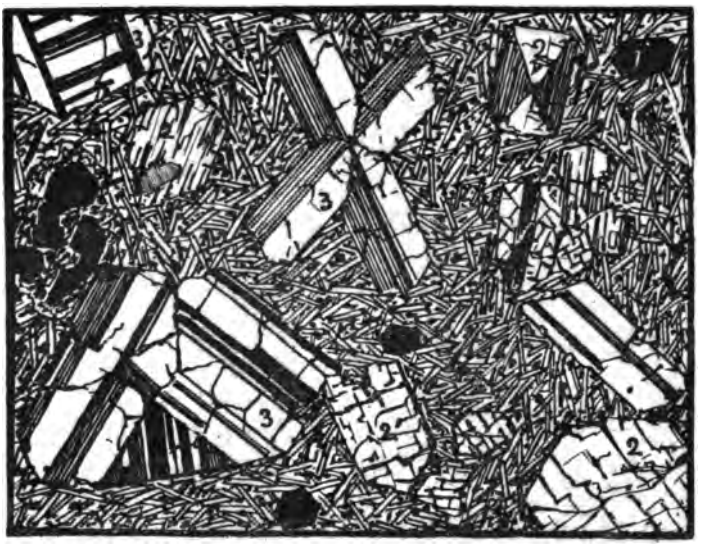


Fig. 123. — Andésite (porphyrite) labradorique à pyroxène, Belfahy (Vosges), en lumière polarisée (dessin de M. Charles Vélain). Gross. 80 diam. Type de roche à deux temps de consolidation :

I. — 1, magnétite; 2, augite; 3, labrador.
II. — 4, microlithes d'oligoclase et de magnétite.

phes, colloïdes (*sphérolithes à croix noire*), soit d'éléments cristallins rayonnant autour d'un centre ou disposés avec une orientation unique (*sphérolithes à extinctions totales*), soit enfin d'un mélange d'éléments amorphes et d'éléments cristallins.

Outre les éléments cristallins, certaines roches comprennent en quantité plus ou moins grande une masse vitreuse amorphe, qui n'est autre chose qu'un verre résultant de la fusion de divers silicates, résidu du magma fondu.

Les roches constituées exclusivement par des éléments cristallins sont dites *holocristallines*; on appelle roches *hypocristallines* celles qui renferment, outre des éléments cristallins, une certaine proportion de pâte amorphe; enfin, les roches *vitreuses* sont presque entièrement formées de verre amorphe.

Structure des roches d'origine interne. — La structure ou texture d'une roche est déterminée par l'agencement des minéraux qui prennent part à sa composition. Les travaux des trente dernières années ont conduit les pétrographes à distinguer un certain nombre de *types de structure* [1, 2], que nous allons passer sommairement en revue.

La structure vitreuse est caractérisée par la présence d'une pâte entièrement amorphe. Il y a cependant des cristaux qui sont entraînés dans la masse; ils sont souvent en débris et n'atteignent que de petites dimensions.

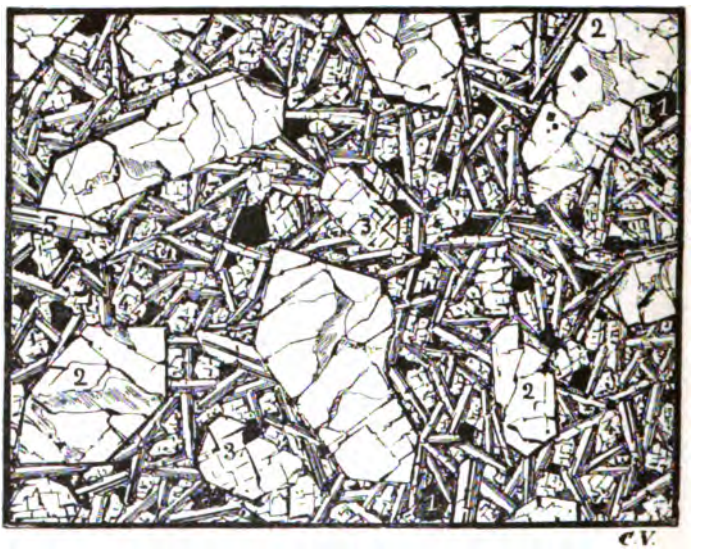


Fig. 126. — Basalte de Murat (Cantal), en lumière polarisée (dessin de M. Charles Vélain). Gross. 60 diam.

I. — 1, magnétite; 2, péridot; 3, augite.
II. — 4, microlithes granuleux d'augite et de magnétite; 5, microlithes de labrador.

Le verre présente soit une texture *fluidale*, qui se traduit par une orientation de tous les éléments suivant la direction de l'écoulement; soit une texture *perlitique*, due à de fines fissures grossièrement concentriques; soit une texture *cristallitique*.

La structure vitreuse se rencontre exclusivement dans les roches d'épanchement et en général uniquement dans les parties superficielles des coulées.

La structure microlithique est remarquable par l'existence de deux sortes de cristaux, appartenant à deux temps de consolidation successifs (fig. 125-127). Les cristaux du premier temps sont les « gros cristaux »; on les a aussi appelés éléments intratelluriques, car on admet d'ordinaire qu'ils ont pris naissance en profondeur dans la masse encore fluide, qui les a entraînés dans son mouvement d'ascension. Les cristaux du second temps sont les microlithes, formés lors du refroidissement de la roche. Ils sont généralement plus ou moins amorphes, d'ordinaire aplatis ou allongés.

Les feldspaths, les feldspathides, la hornblende, l'augite, la magnétite prédominent parmi ces éléments. Il y a toujours une discontinuité très marquée dans les deux temps de cristallisation. Les roches microlithiques renferment souvent en outre un résidu vitreux.

La structure microlithique se rencontre aussi bien dans les roches d'épanchement que dans les roches intrusives. Elle est fréquente dans les dykes et c'est la structure caractéristique des roches en laccolithes.

La STRUCTURE OPHITIQUE est un type particulier, holocristallin, caractérisé par l'existence de plagioclases en cristaux aplatis ou allongés, que moulent

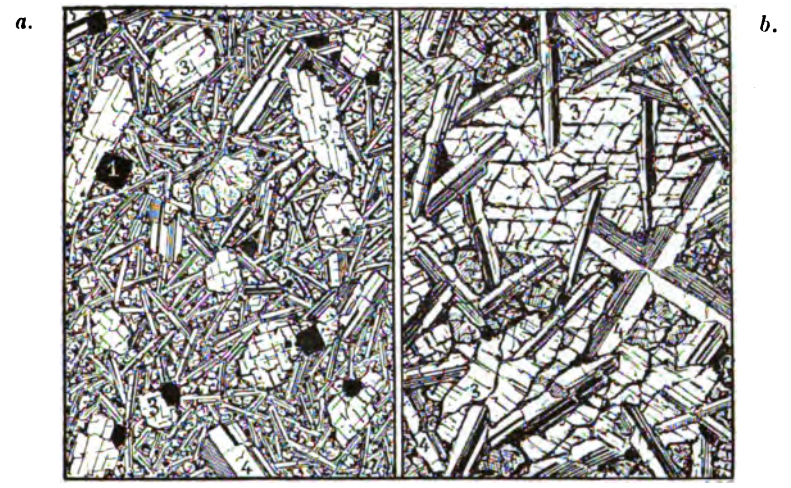


Fig. 127. — Labradorite d'Essey-la-Côte (Meurthe-et-Moselle), en lumière polarisée (dessin inédit de M. CHARLES VÉLAIN).

a, type normal; *b*, texture ophitique, dans la zone de contact du filon; 1, magnétite; 2, péridot; 3, augite; 4, labrador. Dans *a* les gros cristaux sont noyés dans une association microlithique de labrador, d'augite et de magnétite.

de grands cristaux de pyroxène ou d'amphibole. Elle est fréquente dans les roches d'intrusion et se rencontre aussi dans les dykes des roches d'épanchement (fig. 127, *b*).

La STRUCTURE MICROGRENUE est une structure holocristalline, à deux temps de consolidation discontinus, le dernier stade ayant la structure grenue. Elle se rencontre surtout dans des roches filoniennes ou comme faciès latéral de certaines roches de profondeur à structure grenue.

La STRUCTURE GRENUE est caractérisée par un seul temps de consolidation, donnant naissance à de gros cristaux, qui peuvent s'être formés dans un ordre déterminé, mais sans discontinuité dans leur formation, ou qui ont cristallisé simultanément. Dans ce dernier cas, on est en présence de la *texture pegmatitique*, réalisée surtout dans les pegmatites graphiques (fig. 128), où le quartz a cristallisé en même temps que le feldspath qu'il a emprisonné, tous ses cristaux présentant, avec l'aspect de caractères cunéiformes, la même orientation optique.

La structure grenue se rencontre aussi bien dans les roches de profondeur que dans les roches intrusives ou filoniennes et elle s'observe quelquefois même dans le centre de certaines coulées.

Classification des roches éruptives. — Depuis que l'emploi du microscope polarisant a fait entrer l'étude des roches dans des voies nouvelles, les pétrographes se sont toujours efforcés de baser leurs classifications sur la composition minéralogique et sur la structure des roches; mais pendant longtemps la plupart d'entre eux ont fait intervenir, à côté de ces deux principes, soit la notion de gisement, soit la notion d'âge, soit la notion de composition chimique.

C'est ainsi qu'a pris naissance la classification de Rosenbusch [4],

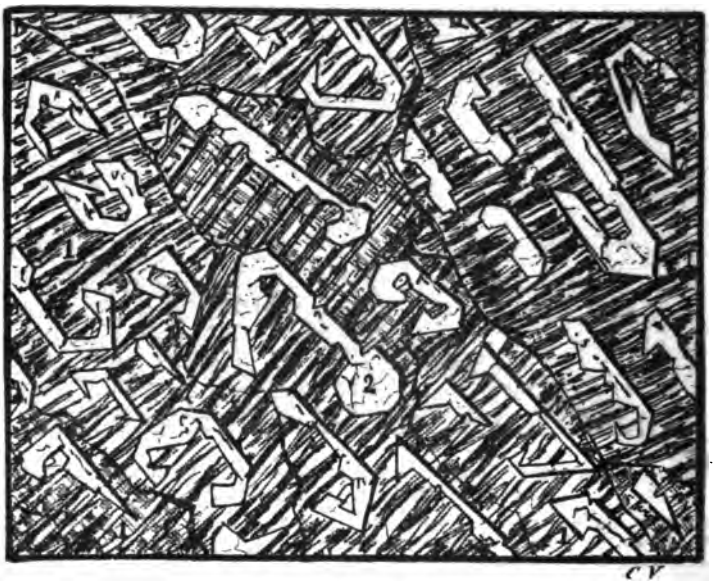


Fig. 128. — Pegmatite, Saint-Nabor (Alsace), en lumière polarisée (dessin de M. Charles Vélain). Gross. 30 diam.

1, microcline; 2, quartz pegmatoïde.

où les roches éruptives sont groupées en *roches d'épanchement, roches filoniennes* et *roches de profondeur*, chacune de ces classes comprenant un certain nombre de familles basées sur la composition minéralogique et sur la structure. On a vu plus haut les inconvénients de ce système.

Pendant longtemps un grand nombre de pétrographes, tout en attribuant un rôle prépondérant à la composition et à la structure, divisaient les roches en deux grands groupes, les roches prétertiaires où série ancienne et les roches tertiaires et post-tertiaires ou série récente; ils distinguaient tout au moins dans les roches microlithiques une *série paléovolcanique* et une *série néovolcanique*. Aujourd'hui, et principalement sous l'influence des pétrographes anglais, on a reconnu

l'impossibilité de conserver des noms distincts aux roches récentes et à leurs équivalents anciens, qui présentent même composition, même structure et souvent même mode de gisement. On ne sépare plus des basaltes leurs équivalents anciens, les mélaphyres. Les orthophyres ont été réunis aux trachytes; les porphyrites, aux andésites; les porphyres pétrosiliceux, aux rhyolithes; etc.

De même, l'ancienne division en roches *acides* et *basiques*, ou *acides*, *neutres* et *basiques* a été à peu près abandonnée, car il n'est guère pratique de placer au premier rang un caractère qui ne peut être contrôlé que par l'analyse chimique. Cependant, tout récemment encore, plusieurs pétrographes américains ont fondé une nouvelle classification des roches « ignées » sur l'unique caractère de la composition chimique. Il est infiniment préférable de baser la classification des roches éruptives exclusivement sur les deux caractères combinés de la composition minéralogique et de la structure, qui permettent une détermination rapide de chaque roche par les seuls procédés optiques, sans qu'il soit nécessaire de connaître ses conditions de gisement ou sa composition chimique. Le tableau p. 296 reproduit à peu près la classification élaborée en 1900 par le Comité français de Pétrographie sous la présidence de M. Michel-Lévy [5]. Il est à double entrée, les colonnes verticales correspondant aux diverses compositions minéralogiques, les colonnes horizontales aux structures.

Tandis que l'École allemande fait intervenir surtout dans la classification les gros cristaux, l'École française caractérise les divers groupes de roches microlithiques exclusivement par les microlithes, car les gros cristaux peuvent avoir été entraînés dans un magma différent de composition de celui où ils ont pris naissance.

La présence ou l'absence de silice libre n'est plus invoquée qu'en seconde ligne dans la définition des groupes. En revanche, il est fait appel avant tout à la nature des éléments blancs. On distingue des *roches à feldspath*, des *roches* sans feldspath mais *à feldspathides* et des *roches sans éléments blancs*. Dans les roches à feldspath on peut se trouver en présence soit de *roches à feldspath sans feldspathides*, soit de *roches à feldspath et feldspathides*. La nature des feldspaths intervient également dans la définition des familles, les unes étant caractérisées par des feldspaths alcalins, les autres, par des feldspaths calcosodiques.

Il se trouve ainsi que les roches comprises dans une même colonne verticale appartiennent à une même *famille naturelle*, remarquable par une assez grande homogénéité dans la composition chi-

mique de ses divers termes grenus, microgrenus, microlithiques, etc.

Si, au lieu de baser ces familles naturelles uniquement sur la présence ou l'absence de certains éléments blancs, on fait intervenir en outre la notion de quantité, on peut créer une famille spéciale pour l'ensemble des roches grenues, microgrenues et microlithiques caractérisées par une grande abondance d'éléments ferro-magnésiens (et en particulier de la biotite et de la hornblende) associés à des feldspaths ou à des feldspathides. Ces roches ont reçu le nom de *lamprophyres*. Fouqué les envisageait simplement comme un faciès particulier des syénites, des diorites, des trachytes, des andésites, des basaltites, tandis que Michel-Lévy restreint la famille à celles de ces roches qui renferment une grande quantité d'éléments ferro-magnésiens, associée à des feldspaths alcalins (*minettes* et *microminettes*) ou calco-sodiques acides (*kersantites* et *microkersantites*).

Les noms de roches employés ont souvent une existence très ancienne, dans tous les cas bien antérieure à l'emploi du microscope polarisant. Il n'y a donc rien d'étonnant à ce que leur acception actuelle varie suivant les divers pétrographes. On tend aujourd'hui à employer de préférence des noms géographiques, mais les noms composés parlent davantage à l'esprit et ont l'avantage d'encombrer moins la mémoire.

Composition chimique des roches. — Depuis longtemps les pétrographes attachent une grande importance à l'*analyse chimique en bloc* ou *analyse globale* des roches éruptives, qui met immédiatement en évidence la prédominance de certains éléments. Une forte proportion de silice révèle la présence de quartz ou tout au moins de silice libre dans la roche, tandis qu'une forte teneur en oxyde ferreux et en magnésie permet de supposer la présence de minéraux ferro-magnésiens. La prédominance de la potasse, de la soude ou de la chaux indique à elle seule à quelle espèce de feldspath on a affaire. Une grosse difficulté réside dans l'attribution de certaines bases à tel ou tel minéral et dans le fait que divers oxydes, en particulier l'alumine, fonctionnent tantôt comme bases, tantôt comme acides.

La teneur en silice peut varier entre les deux valeurs extrêmes de 34 °/₀ et de 80 °/₀; mais elle oscille plus fréquemment entre 45 et 76 °/₀. Au-dessus de 65 °/₀ une roche est dite *acide;* entre 65 et 52 °/₀ on la qualifie de *neutre;* au-dessous de 52 °/₀ elle est considérée comme *basique*. La présence d'une grande quantité de silice est inconciliable avec la richesse en éléments ferro-magnésiens; en revanche, elle est corrélative avec la présence de la potasse et de la soude. La

prédominance des éléments ferro-magnésiens entraîne la diminution de l'alumine. A mesure que la chaux prédomine sur les alcalis, la teneur en silice diminue.

H. Rosenbusch, qui a insisté un des premiers sur ces relations, mais qui en a tiré des conclusions difficiles à admettre, a basé sur l'examen des analyses en bloc un groupement en six magmas de composition différente, qu'il définit de la manière suivante [3] :

1° Magma *foyaïtique*, dépourvu de calcium;

2° Magma *granitique*, où le nombre des atomes des métaux alcalins surpasse de plus de 4 fois celui du calcium;

3° Magma *granito-dioritique*, où cette proportion est inverse;

4° Magma *des gabbros*, où le nombre des atomes de calcium dépasse la somme de ceux des métaux alcalins;

5° Magma *péridotique*, où l'ensemble du fer et du magnésium surpasse le calcium et les métaux alcalins;

6° Magma *théralithique*, qui n'est qu'un mélange du magma des gabbros et du magma foyaïtique.

Cette classification a subi, de la part de plusieurs auteurs, diverses modifications, portant sur le nombre et sur les caractéristiques des magmas. Partant des mêmes principes, plusieurs pétrographes américains ont élaboré ensemble une « classification quantitative » des roches [12], avec une nomenclature nouvelle, d'une grande complication, qui ne peut trouver place ici. La formation souvent barbare des noms, l'appel excessif à la mémoire et aussi l'arbitraire qui préside au calcul des éléments minéralogiques *normaux* nuiront certainement à l'emploi général de cette classification.

Les relations numériques existant entre les différents oxydes, dont l'analyse en bloc révèle l'existence dans une roche, ont été exprimées par divers auteurs au moyen de diagrammes et de graphiques, mais le procédé le plus simple est fourni par les *paramètres magmatiques*, imaginés par Michel-Lévy [13-15].

Ces paramètres sont les suivants.

Le paramètre Φ est le rapport du pourcentage de silice des éléments blancs à la somme $2k + 3n$[1] des poids moléculaires des alcalis[2]. Il représente en quelque sorte l'*acidité latente* d'une roche. On peut facilement calculer d'après la formule de constitution de l'orthose que ce feldspath

1. k et n indiquent les pourcentages de la potasse et de la soude, fournis par l'analyse globale, qui peuvent être attribués aux feldspaths. Le pourcentage de la silice des éléments blancs s'obtient en déduisant du pourcentage total de la silice celui qui est nécessaire pour saturer les éléments ferro-magnésiens de la roche.

2. En effet, les poids moléculaires de la potasse et de la soude étant 94 et 62, ou, en chiffres ronds, 90 et 60, la somme $\frac{k}{90} + \frac{n}{60}$ peut s'écrire, en mettant $\frac{1}{30}$ en facteur com-

correspond à une valeur de $\Phi = 1,93$. Au-dessous de cette valeur critique, il y a production de feldspathides; au-dessus, on parcourt successivement les magmas que l'étude des roches granitoïdes montre en relation avec les syénites, puis les granites et les diorites, et enfin les tonalites et les norites.

Michel-Lévy est ainsi amené à diviser les roches alcalines en 6 groupes, caractérisés par des valeurs croissantes de Φ :

1° Groupe *éléolithique ou leucitique*. $\Phi = 1,9$ (Ex. : syénites éléolithiques et leucitiques, ijolithes, missourites, phonolithes, téphrites, leucitites, etc.).

2° Groupe *alcalino-syénitique*. $\Phi = 1,9 - 2,2$ (Ex. : nordmarkites, pulaskites, laurvikites, shonkinites, etc.).

3° Groupe *syénitique*. $\Phi = 2,3 - 2,9$ (Ex. : syénites, monzonites, trachytes du Mont-Dore et du Cantal, etc.).

4° Groupe *alcalino-granitique*. $\Phi = 3,0 - 3,4$. (Ex. : granites alcalins, gabbros, roches d'épanchement des Puys et de l'Etna).

5° Groupe *granito-dioritique*. $\Phi = 3,5 - 4,4$ (Ex. : granites, diorites, gabbros, norites, séries de Santorin et de la Martinique).

6° Groupe *tonalitique*. $\Phi = 4,5 - 6,6$ et au-dessus (Ex. : granulites passant au quartz, diorites quatzifères, norites).

Le paramètre r, emprunté aux pétrographes américains, est le rapport $\frac{k}{n}$ des pourcentages de potasse et de soude contenus dans la roche.

D'après la valeur croissante de r, Michel-Lévy distingue, dans les roches alcalines, les groupes suivants : *persodique* ($r = 0 - 0,19$), *mégasodique* ($r = 0,20 - 0,35$, ex. : Santorin), *mésosodique* ($r = 0,36 - 0,55$, ex. : Etna, Puys), *mésopotassique* ($r = 0,56 - 0,89$, ex. : Monzoni, Madagascar, étoilement central du Mont-Dore), *mégapotassique* ($r = 0,90 - 2,5$, ex. : étoilement nord du Mont-Dore), *perpotassique* ($r > 2,5$, ex. : Vésuve).

Dans les roches riches en éléments ferro-magnésiens, les paramètres magmatiques correspondent aux rapports existant entre les pourcentages de magnésie m, d'oxyde ferreux f, de chaux non feldspathisable c' et celui x des éléments ferromagnésiens. Donc $M = \frac{x}{m}$, $F = \frac{f}{x}$, $C' = \frac{c'}{x}$.

Le paramètre C' permet de diviser les roches riches en éléments ferromagnésiens en *microcalciques* ($C' = 0,00 - 0,05$, ex. : Santorin, Mont-Dore), *mésocalciques* ($C' = 0,06 - 0,10$, ex. : les Puys, Etna), *mégacalciques* ($C' = 0,11$ et au-dessus, ex. : Vésuve, Madagascar, Monzoni), *ægyriniques* (avec soude non feldspathisable, ex. : roches à ægyrine de Pantelleria). Ces groupes sont aussi respectivement méga-alumineux, méso-alumineux, micro-alumineux et analumineux, car ce sont les roches pauvres en alumine qui renferment le plus de chaux non feldspathisable et *vice-versa*.

Le paramètre Ψ est le rapport $\frac{M}{F} = \frac{f}{m}$. Lorsque la valeur de Ψ est inférieure à 3, le magma est *magnésien* (roches du Mont-Dore); lorsqu'elle est comprise entre 3 et 4, le magma est *ferro-magnésien* (roches de l'Etna, du Cantal, des

mun et en additionnant les deux fractions, $\frac{1}{30}\left(\frac{2k+3n}{6}\right)$. La somme $2k+3n$ intervenant simplement comme terme du rapport $\frac{s}{2k+3n}$, il est inutile de faire figurer dans ce rapport le coefficient $\frac{1}{180}$.

Puys); lorsqu'elle est supérieure à 4, le magma est *ferrique* et la roche est riche en fer oxydulé, fer titané, etc. (Santorin, Vésuve, etc.).

Enfin, le paramètre $U = \frac{f}{c + c'}$, introduit récemment par Michel-Lévy [15], est le rapport des oxydes de fer à la chaux totale.

La combinaison des groupements correspondant aux diverses valeurs des paramètres magmatiques permet de définir en peu de mots les caractères chimiques d'une roche et d'éviter ainsi la création de noms nouveaux qui ne disent rien à l'esprit. Ainsi la série des roches volcaniques des Puys et de l'Etna, qui comprend des andésites, des labradorites et des basaltes, peut être définie *alcalino-granitique, méso-sodique, méso-alumineuse* et *ferro-magnésienne*. Elle se distingue à première vue de la série du Mont-Dore qui est *syénitique; méga ou mésopotassique, méga-alumineuse, magnésienne.*

Les paramètres Φ et r se rapportent exclusivement aux magmas alcalins, que Michel-Lévy assimile, comme nous le verrons tout à l'heure, aux produits de pénétration et de dissémination des *fumerolles;* tandis que les paramètres C' et Ψ intéressent la *scorie ferro-magnésienne* du même auteur.

Provinces pétrographiques. — On peut voir, par les exemples donnés ci-dessus à l'appui de chacun des groupes chimiques de Michel-Lévy, que les venues éruptives d'une région déterminée possèdent souvent une composition assez homogène, leur conférant en quelque sorte un « air de famille ». On constate par exemple que les coulées du Vésuve sont particulièrement riches en potasse; que la soude caractérise les éruptions de Santorin, de même que les roches éruptives anciennes de Christiania; que les venues successives du Mont-Dore sont magnésiennes.

Ces analogies dans la composition du magma se retrouvent aussi bien dans les roches de profondeur que dans les roches d'épanchement de la même région; elles se retrouvent au travers des venues successives, quelle que soit leur acidité. Frappé de ces affinités, Iddings a pu avec raison parler de « consanguinité » des roches d'un district déterminé [6].

Souvent l'air de famille se traduit par la présence de minéraux caractéristiques, propres à la région. On a souvent signalé la richesse en leucite des roches éruptives du Vésuve. Iddings cite l'existence d'augite vert pâle dans de vastes régions de l'Amérique occidentale, de l'augite vert d'herbe dans les Montagnes Rocheuses, de l'augite pourpre en Europe. Les grains de quartz de première consolidation

se retrouvent à la fois dans les rhyolithes et dans les basaltes du Nouveau-Mexique.

Les affinités chimiques sont quelquefois restreintes à un seul volcan ou à un groupe de volcans assez rapprochés, mais il peut arriver qu'elles s'étendent à de grandes surfaces, de sorte que l'on se trouve alors en présence de véritables *provinces pétrographiques*.

L'une des plus remarquables provinces pétrographiques d'Europe est celle du Vésuve, qui comprend, outre ce volcan, les autres centres éruptifs de la Campagne Napolitaine. L'homogénéité de la composition chimique de ses produits se retrouve même dans les cendres.

Lacroix a étudié les roches syénitiques du Nord de Madagascar et leur a trouvé un air de famille qui se traduit par la richesse en soude et par la présence de la barkévicite, espèce particulière d'amphibole. Des roches tout à fait semblables ont été signalées par le même auteur à Tahiti et semblent si fréquentes en diverses régions de l'Afrique que L. Gentil a été conduit à envisager le continent africain comme une vaste province pétrographique.

Différenciation des magmas. — La localisation de certaines catégories de roches éruptives en des points déterminés de la surface terrestre a depuis longtemps, mais en particulier dans les quinze dernières années, incité les pétrographes à rechercher les causes de cette *différenciation*.

Bunsen supposait l'existence de deux foyers internes distincts, l'un acide, l'autre basique, dont les produits, en se mélangeant, auraient donné naissance aux roches éruptives les plus variées.

H. Rosenbusch admet, par contre, l'existence d'un *magma fondamental* unique, qui, par *segmentation*, aurait donné naissance, en profondeur, à un certain nombre de magmas partiels. Ce sont précisément ceux qui ont été définis plus haut par leurs caractères chimiques. Dans ces magmas de roches de profondeur prennent ensuite naissance, par de nouvelles segmentations, les magmas des roches d'épanchement qui sont les plus différenciés et possèdent des compositions chimiques souvent voisines des proportions stœchiométriques.

Brögger, au cours de ses belles recherches sur les roches éruptives de la région de Christiania [7], a précisé davantage les conditions dans lesquelles, d'après lui, s'opérerait la différenciation. Il imagine un réservoir inférieur principal, qu'il appelle « magma-bassin », dans lequel, par application du principe de Soret, il se produirait une concentration des éléments basiques au voisinage des parois de refroidissement. Ce magma initial s'élève par des fractures et pénètre

latéralement par intrusion dans les roches sédimentaires, en y formant des laccolithes. Comme le magma initial est déjà différencié, certains laccolithes sont acides, d'autres sont basiques, mais un air de famille les réunit, dû à la prédominance, dans chaque centre, d'un alcali déterminé. Dans le cas des roches de Christiania, cet alcali est la soude, dont, par conséquent, la présence caractérisait le magma initial.

En même temps ce magma profond donnerait naissance aux dykes de roches hypabyssales, qui en surface peuvent passer à des roches d'épanchement. Ces dykes peuvent avoir une composition identique à celle du magma initial et ne diffèrent de la roche de profondeur que par la structure; ce sont les dykes *aschistes* de Brögger. Ou bien, par une évolution du magma initial, ils peuvent présenter une composition différente; ce sont les dykes *diaschistes*. Le plus souvent, il se produit alors parallèlement et simultanément deux séries de dykes de composition chimique différente. Brögger les appelle des *dykes complémentaires*, car la moyenne de leur composition chimique reproduit à peu près celle de la roche de profondeur correspondante. Dans la région de Christiania, il existe une série de roches filoniennes, celle des grorudites, des tinguaïtes, etc., se différenciant de la roche de profondeur correspondante par une plus grande richesse en oxydes de fer et par une moindre teneur en alumine. Les roches complémentaires, telles que la lindöite, différenciées du même magma initial, sont, par contre, plus riches en alumine et moins riches en oxydes de fer.

Des exemples plus connus de roches complémentaires sont les camptonites basiques et les bostonites acides, issues de diabases à olivine; les minettes basiques et les aplites acides, issues des granites; ou encore les basaltes et les rhyolithes.

D'après Brögger, l'*ordre d'ascension des magmas* différenciés n'est pas quelconque. L'étude des environs de Christiania montre que la première venue a été basique (porphyrites augitiques en coulées); puis le magma initial a donné naissance à des laccolithes de plus en plus acides (syénites augitiques, nordmarkites, granites sodiques, granites et porphyres quartzifères); enfin, les dernières éruptions sont de nouveau basiques (diabases). De même, à Predazzo, dans le Tyrol méridional, les éruptions ont été d'abord basiques (porphyrites augitiques, mélaphyres), puis également de plus en plus acides (monzonite, granite) et enfin de nouveau très basiques (camptonites et porphyres à liebenerite), comme à Christiania [7].

La récurrence de roches basiques à la fin de la phase éruptive

peut s'expliquer, d'après Brögger, par l'accumulation, au fond du « Magma-Bassin », des minéraux lourds les plus basiques.

Iddings a donné de ces divers faits une explication assez différente : pour lui la série des éruptions aurait débuté par un type moyen; puis le magma initial, en se différenciant, aurait produit des roches de plus en plus dissemblables, jusqu'à un certain maximum de basicité, concomitant avec un maximum corrélatif d'acidité. C'est ainsi que s'expliquerait la coexistence, au Permien, d'éruptions de mélaphyres (basaltes) et de porphyres pétrosiliceux (rhyolithes), comme dernier terme des éruptions carbonifères [6].

Toutefois, en se basant sur les éruptions du Plateau Central de la France, qui peuvent compter parmi les mieux connues du Globe, Michel-Lévy fait remarquer [9] que la succession des coulées dans ce pays est en désaccord absolu aussi bien avec les idées théoriques de Brögger qu'avec celles d'Iddings. Si les premières et les dernières éruptions sont basiques, l'acidité croissante des éruptions intermédiaires n'est nullement vérifiée, car, aussi bien au Cantal que dans le massif du Mont-Dore et dans le Velay, il y a des alternances répétées de roches acides, de roches de composition moyenne et de roches basiques.

D'une manière générale, ce sont plutôt les produits les plus acides qui sortent les premiers; les produits basiques viennent ensuite et terminent l'ère des éruptions. Cet ordre se vérifie au Permien, où, dans l'Estérel et dans les Vosges, par exemple, les rhyolithes commencent au début de la période, tandis que dans le Permien supérieur les basaltes ou mélaphyres se montrent seuls. En Auvergne, à la fin de l'ère Tertiaire, la venue des phonolithes précède celle des basaltes.

On peut aussi faire des objections à l'application du principe de Soret à la différenciation des magmas. Dans tous les cas, si ce principe peut rendre compte de transferts verticaux ou de dépôts de cristaux régulièrement stratifiés parallèlement à la surface de refroidissement, elle ne peut donner aucune idée, comme le fait remarquer Fouqué [11], de la cause des localisations dans le sens tangentiel. La théorie de la différenciation en vase clos peut à la rigueur s'appliquer aux laccolithes, mais elle n'a aucun sens dans le cas des batholithes granitiques, qui vont en s'élargissant en profondeur, ni dans le cas des roches d'épanchement, où il a dû se produire un brassage général, rendant impossible l'accumulation des produits basiques vers l'extérieur.

Dans toutes ces théories de la différenciation, on ne tient pas un

compte suffisant du rôle des agents minéralisateurs, que nous avons vus intervenir sur une si vaste échelle dans les phénomènes de métamorphisme et pourtant, dans les roches éruptives, ce sont les mêmes silicates qui prennent naissance.

Partant de cette considération, Michel-Lévy a pu définir [9] le rôle qui incombe aux deux magmas principaux que ses études l'ont conduit à distinguer : *magma ferro-magnésien*, d'une part, *magma alcalin*, de l'autre.

Les roches éruptives qui correspondent au magma ferro-magnésien sont, en première ligne, les péridotites, dont on a pu reproduire expérimentalement les principaux types par fusion ignée. A ces types granitoïdes, pauvres en traces mêmes de potasse, correspondent des types microlithiques, tels que les limburgites et les basaltes, tous également susceptibles d'être reproduits par fusion purement ignée et comprenant les seuls exemples de roches terrestres à fer natif. La comparaison de ces roches avec les météorites s'impose; elle a suggéré à Daubrée son hypothèse de la scorie universelle en grande profondeur. Nous y reviendrons plus tard.

A l'autre extrémité, nous trouvons les magmas purement alcalins, composés de quantités variables d'alcalis, d'alumine et de silice. Les syénites leucitiques et éléolithiques, les granites pegmatoïdes, les aplites, les pegmatites en sont les types granitoïdes principaux. Ils ont pour correspondants volcaniques les porphyres et les rhyolithes, les trachytes, les phonolithes et les leucitophyres.

Aucun type de fusion purement ignée n'y apparaît; dans certaines variétés granitoïdes, l'intervention des fumerolles est évidente, car on trouve des granulites et des pegmatites associées à la tourmaline, à la cassitérite, à la topaze et remplissant des filons d'apparence concrétionnée, à zones successives et symétriques de chaque côté des épontes.

Certaines granulites s'injectent lit par lit dans les couches sédimentaires et se ramifient à l'infini. Souvent elles deviennent de plus en plus quartzeuses et se terminent en hauteur par des filonnets de quartz pur.

Le contraste est vraiment frappant entre les magmas alcalins et les magmas ferro-magnésiens. Ceux-ci paraissent bien jouer le rôle de scorie ignée, tandis que ceux-là, essentiellemement mobiles et susceptibles d'injections subtiles, semblent destinés à être entraînés par les dissolvants et les minéralisateurs et transportés à la façon des solutions liquides ou même des gaz volatils.

Est-ce à dire que l'on doive envisager comme primitifs ces deux

magmas, si distincts dans leur manière de se comporter, et que l'on doive ainsi revenir en quelque sorte à l'hypothèse de Bunsen? Il semble plus conforme aux faits d'expérience de supposer une différenciation des parties fluides alcalines et des parties lourdes basiques par simple *rochage*. Chacun des magmas suivrait ensuite ses voies propres, en modifiant sa composition par des actions endomorphes, suivant la nature des roches traversées.

---

1. — MICHEL-LÉVY. Mémoire sur les divers modes de structure des roches éruptives étudiées au microscope au moyen de plaques minces. *Annales des Mines*, 7e sér., VIII, p. 337-438, pl. VIII-XII, 1875.

2. — ID. Structures et classification des roches éruptives. In-8°, 95 p. Paris, 1889.

3. — A. ROSENBUSCH. Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. *Tschermak's miner. u. petr. Mitth.*, XI, p. 144-178, 4 tabl., 1889.

4. — ID. Ueber Structur und Classification der Eruptivgesteine. *Ibid.*, XII, p. 351-396, 1891.

4 *bis*. — F. LŒWINSON-LESSING. Studien über die Eruptivgesteine. *Congrès géol. intern., C. R. de la 7e session*, p. 193-464, 4 pl. diagr. Saint-Pétersbourg, 1899.

5. — Propositions du Comité français de pétrographie sur la nomenclature des roches éruptives. *Congrès géol. intern., C. R. de la 8e session*, p. 246-254. Paris, 1900.

6. — J. P. IDDINGS. The origin of igneous Rocks. *Bull. Philos. Soc. Washington*, XII, p. 89-214, 2 pl., 1892.

7. — W. C. BRÖGGER. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie, 1 vol. in-8°, 206 p., 4 pl. Kristiania, 1894.

8. — A. MICHEL-LÉVY. Principes à suivre pour une classification universelle des roches. *Congrès géol. intern., C. R. de la 6e session*, p. 147-160, Paris, 1897.

9. — ID. Classification des magmas des roches éruptives. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér., XXV, p. 326-377, pl. X-XVI, 1897.

10. — GEO. F. BECKER. Some Queries on Rock Differentiation. *Amer. Journ. of Science*. 4th ser., III, p. 21-40, 1897.

11. — F. FOUQUÉ. Les analyses en bloc et leur interprétation. *Bull. Soc. franç. de Minér.*, XXV, p. 278-359, 1902.

12. — WHITMAN CROSS, JOSEPH P. IDDINGS, LOUIS V. PIRSSON, HENRY S. WASHINGTON. Quantitative Classification of Igneous Rocks. In-8°, 286 p. Chicago, 1903.

13. — MICHEL-LÉVY. Contribution à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises. Application de la nouvelle classification quantitative américaine. *Bull. Serv. Carte géol.*, n° 92, 43 p., 1903.

14. — ID. Paramètres magmatiques. *Ibid.*, n° 96, 21 p., 1903.

15. — ID. Sur l'existence de paramètres capables de caractériser les magmas d'une famille de roches éruptives. *C. R. Ac. Sc.*, CXLIV, p. 598-603, 1907.

V. aussi : 0,1,2; 0,10-13.

CHAPITRE XXI

DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE DES VOLCANS
THÉORIES DU VOLCANISME

Distribution géographique des volcans. — Morcellement des continents. — Origine des laves. — Origine des émanations gazeuses. — Ascension des produits volcaniques. — La pyrosphère et la barysphère.

Distribution géographique des volcans. — Le problème de la distribution géographique des volcans préoccupe depuis fort longtemps les Géologues, et à juste titre, car de sa solution dépend, dans une large mesure, celle de la question beaucoup plus générale de la cause des phénomènes volcaniques.

Pendant longtemps, la localisation des volcans dans le voisinage des côtes était, pour beaucoup d'auteurs, une règle absolue, sur laquelle s'appuyait une théorie du volcanisme naguère assez généralement admise. Les explorations récentes ont fait connaître des exceptions si nombreuses à cette règle qu'il n'est plus possible de lui attribuer la moindre valeur [1]. La plupart des grands volcans de l'Amérique du Sud se trouvent à une distance de la côte qui varie de 150 à 250 km. Les cônes de scories de l'Arizona sont à plus de 500 km dans l'intérieur des terres. On connaît aujourd'hui dans le Sahara et dans l'Asie centrale des volcans éteints situés à plusieurs milliers de kilomètres de tout rivage.

Aussi une autre tendance s'est-elle fait jour depuis longtemps : beaucoup d'auteurs voient une corrélation étroite entre le phénomène volcanique et la présence des cassures verticales qui traversent les couches supérieures de l'écorce terrestre; pour eux le magma fluide n'aurait pu s'épancher à la surface qu'en profitant de fractures préexistantes qui lui auraient livré passage. On a opposé avec raison à cette conclusion trop absolue l'existence des *necks* d'Écosse, des petits volcans de Souabe étudiés par Branco, des cheminées diaman-

Fig. 129. — Cratères du Laki, en Islande, jalonnant une ligne de fracture sur une longueur de 24 km (d'après Helland).

tifères du Cap, dont l'emplacement ne coïncide jamais avec un accident tectonique [3]. On a fait ressortir également que beaucoup de centres éruptifs, loin de jalonner les grandes cassures, se rencontrent à une distance assez considérable de ces dislocations et l'on a conclu un peu hâtivement à l'indépendance totale des deux catégories de phénomènes. On ne saurait oublier toutefois l'injection, si souvent observée dans les appareils volcaniques anciens et fortement dénudés, de véritables réseaux de fentes d'une grande étendue horizontale, par des magmas qui ensuite se répandent en coulées. Michel-Lévy rappelle à ce sujet les énormes coulées du Mont-Dore issues d'un filon mince de la même roche, visible à cet état sur 800 m de hauteur [2, 4]. Il n'est pas possible non plus d'ignorer les alignements parfaitement rectilignes de cônes volcaniques que l'on observe en petit sur les fentes radiales des grands centres éruptifs. Sur une plus vaste échelle, les grands volcans eux-mêmes s'alignent fréquemment en longues traînées (fig. 129, 133). Souvent les cassures sont ensevelies sous un manteau de projections, mais il est des cas où l'accident tectonique se révèle soit par la juxtaposition de deux terrains d'âge différent, soit par l'existence d'un dyke rectiligne qui réunit deux volcans voisins. Les observations récentes de Thoroddsen en Islande sont à cet égard tout à fait démonstratives [5].

La dépendance étroite qui relie les volcans à certaines zones disloquées de la surface terrestre est de plus en plus évidente. Elle est ou immédiate, les bouches de sortie étant alignées le long des fractures (fig. 130, 131); ou indirecte, les volcans étant situés en dehors des cassures, mais se trouvant localisés dans des aires d'affaissement, dans des fossés délimités par des lignes de faille. Il est difficile de faire le départ de ces deux catégories de volcans, mais il importe de rechercher quelles sont les *relations de position* existant entre les zones de plissement et les accidents accompagnés de venues éruptives qui sont dus à des mouvements verticaux (fig. 132).

Les *fractures transversales* proprement dites n'ont qu'assez rarement livré passage à des éruptions volcaniques. On peut citer cependant la faille de Schio, dans le Vicentin,

qui est jalonnée par les massifs éruptifs des Colli Berici et des monts Euganéens et qui coupe transversalement la zone des Alpes Vénitiennes. Quelquefois ces accidents sont simplement marqués par des venues d'eaux thermales. La ligne des Thermes, au sud de Vienne, qui coupe transversalement les Alpes Orientales, fournit un exemple bien connu de ces phénomènes éruptifs atténués.

Les *décrochements transversaux* sont quelquefois minéralisés ou tout au moins accompagnés de filons de quartz. Il est plus rare qu'ils correspondent à des dykes éruptifs. Cependant ceux-ci affectent

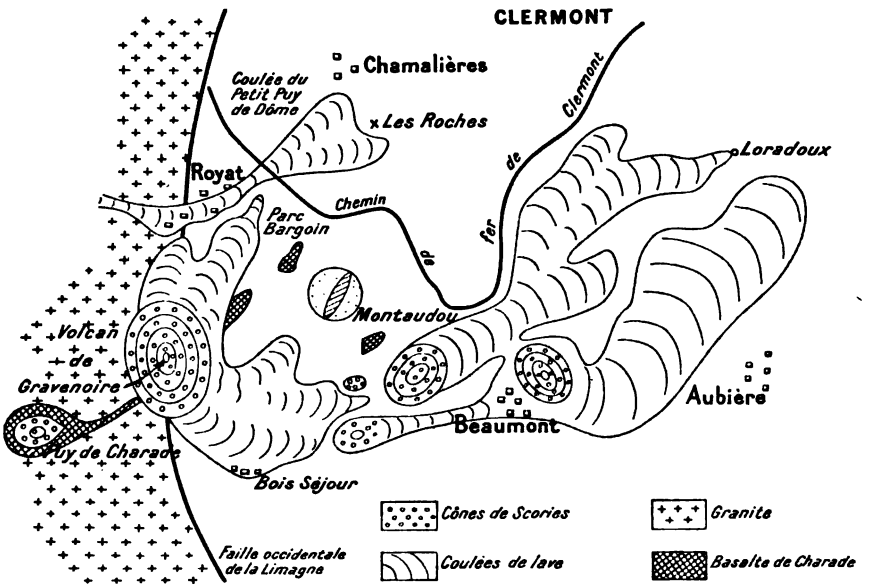


Fig. 130. — Carte schématique des volcans de Gravenoire, de Charade et de Beaumont, près Clermont-Ferrand (d'après Ph. GLANGEAUD).

fréquemment des directions parallèles aux principaux décrochements, comme par exemple dans le massif Armoricain et dans le Harz.

Les *fractures longitudinales* correspondent, par contre, souvent à des alignements volcaniques. En Europe, l'arc formé par Ægine, Milo, Santorin et Nisyros est parallèle aux lignes de plissements de l'Archipel. A Sumatra et à Java les volcans sont disposés suivant des alignements orientés comme ces îles elles-mêmes. Une disposition analogue se retrouve tout le long de la Cordillère des Andes et, dans l'Amérique du Nord, dans les vastes régions tabulaires comprises entre la Sierra Nevada et les Montagnes Rocheuses. Il s'agit là probablement d'un affaissement général de toute une large bande com-

prise entre deux zones plissées, d'ailleurs d'âge différent. Des coulées immenses, comme celles de l'Oregon, masquent en général les points de sortie des produits éruptifs.

On a vu dans un précédent chapitre que le continent Asiatique est bordé au sud et à l'est par une série de chaînes en arcs de cercle, placés bout à bout, en forme de festons. Dans l'Est toutes ces guirlandes sont volcanisées et les volcans présentent la même disposition arquée, due probablement à l'existence de fractures parallèles aux plissements. L'arc Malais, les Philippines, le Japon, les Kouriles, les Aléoutiennes sont parmi les régions du Globe qui comptent le plus

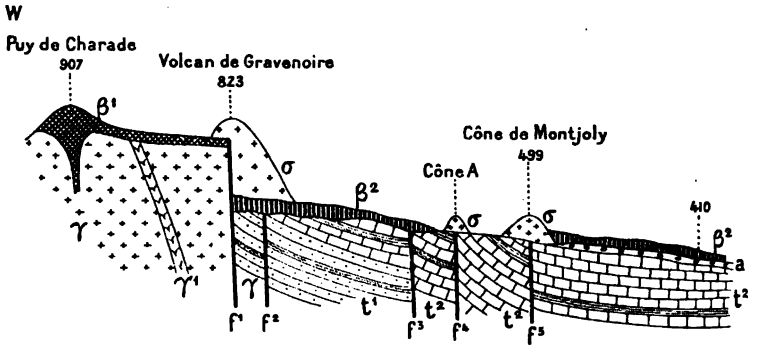


Fig. 131. — Coupe à travers les volcans de Charade, de Gravenoire et de Beaumont (d'après P. GLANGEAUD).

γ, granite; γ¹, granulite; t¹, t², arkoses, argiles et calcaires marneux tertiaires; σ, scories basaltiques; β¹, β², coulées de basalte; a, alluvions quaternaires; f¹, f², f³, f⁴, f⁵, failles.

grand nombre de volcans actifs ou éteints. Les Moluques, la Nouvelle-Guinée, les îles Salomon, les Nouvelles-Hébrides, la Nouvelle-Zélande sont également des centres volcaniques plus ou moins actifs. Enfin, les terres antarctiques possèdent les volcans Erebus et Terror, dans la terre de Victoria, et ceux de la terre de Graham. Il existe ainsi tout autour de l'océan Pacifique une couronne de volcans récents que l'on a souvent appelée le « cercle de feu du Pacifique », quoique cette ceinture volcanique ne soit rien moins que circulaire. Son tracé est des plus sinueux, surtout si l'on tient compte du raccordement des zones volcaniques des deux Amériques par l'arc des Antilles et si l'on raccorde les Andes aux terres Antarctiques par une courbe analogue à celle des Antilles, comme nous l'avons fait pour le tracé des plissements tertiaires.

Sur tout le pourtour du Pacifique, il ne peut guère y avoir de doute que, en général, *les volcans récents jalonnent les lignes directrices des plissements de la fin du Tertiaire.*

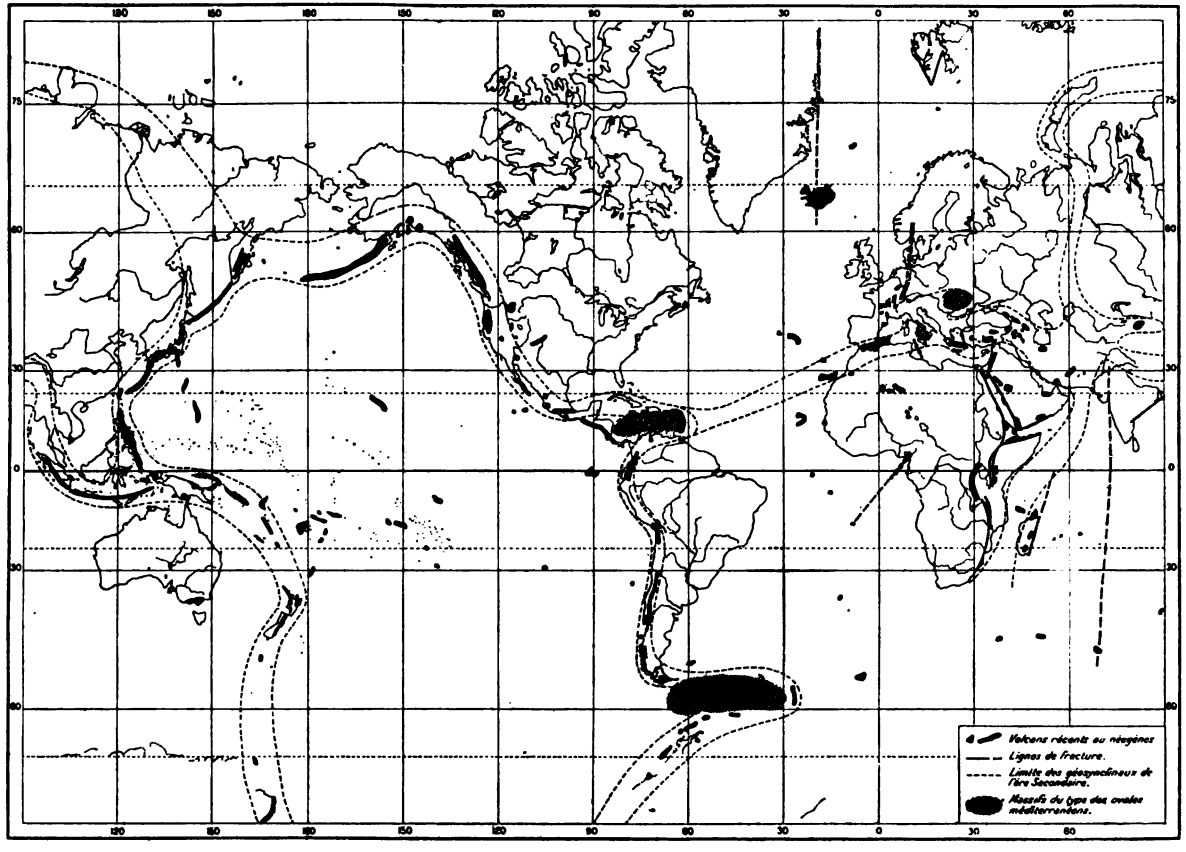


Fig. 132. — Carte montrant la distribution géographique des volcans et leurs relations avec la zone des plissements tertiaires et les grandes fractures (d'après Berghaus, Neumayr, Michel-Lévy, etc.).

On n'a fait qu'indiquer sommairement, dans un précédent chapitre, que les zones de plissement d'un âge déterminé peuvent contourner des massifs anciens qui correspondent à des aires de surélévation appartenant à des zones plissées d'une époque antérieure. Les bandes de plissements alpins contournent ainsi des massifs anciens qui font partie de la chaîne Armoricaine-Varisque. Mais ces aires de surélévation anciennes se sont souvent effondrées postérieurement au plissement des zones plus récentes qui les entourent et leur effondrement total ou partiel a été accompagné de venues éruptives localisées sur la ligne de démarcation qui sépare les deux zones d'âge différent. Dans le cas des plissements alpins, les massifs armoricains-varisques contournés se sont affaissés et des groupes de volcans ont pris naissance sur le bord interne concave des sinuosités de la zone alpine. Michel-Lévy réunit ce type particulier d'accidents sous la dénomination d'*effondrements en ovales méditerranéens* [2].

Dans la Méditerranée occidentale, par exemple, les plissements tertiaires du Rif marocain et de la Cordillère Bétique se sont moulés, autour d'un massif ancien qui ne devait pas tarder à s'abîmer en grande partie sous les eaux, de sorte que, sur l'emplacement de ce massif, la sonde rencontre aujourd'hui des fonds supérieurs à 1 500 m au large de Malaga, supérieurs à 2 000 m au large d'Oran. Sur le pourtour de l'aire effondrée se sont édifiés les puissants appareils volcaniques du cap de Gata, sur la côte andalouse, de Tiffarouïne et de Dellys, sur la côte algérienne. Ces volcans, aujourd'hui éteints, étaient en pleine activité à la fin de l'ère Tertiaire.

Plus à l'est, la *Tyrrhénide* formait un noyau ancien que les plissements récents de l'Apennin et de la Sicile ont contournés. Son effondrement a donné naissance aux fosses profondes de la mer Tyrrhénienne; sur sa périphérie, les volcans du Latium, de la Campagne Napolitaine et des îles Éoliennes forment une ceinture éruptive justement célèbre. De l'ancienne Tyrrhénide il ne subsiste plus aujourd'hui que la Calabre, tout comme le massif des Traras, le Sahel d'Oran, le Sahel d'Alger, la Grande Kabylie, l'Edough de Bône doivent être envisagés, avec le noyau cristallophyllien de la chaîne Bétique, comme des débris de l'ancien massif de la Méditerranée occidentale.

L'arc des Karpates s'est, lui aussi, moulé autour d'un vieux môle de la chaîne Armoricaine-Varisque. Comme la Tyrrhénide, ce massif ancien s'est effondré, mais les dépôts tertiaires et les alluvions du Danube ont comblé l'aire d'affaissement. Le bord interne des Karpates est volcanisé, comme dans les cas précédents.

En dehors de l'Europe, la mer des Antilles constitue l'homologue de la Méditerranée occidentale. Les Grandes Antilles et les chaînes du Venezuela correspondent à la chaîne Bétique et au Rif; le continent « antilléen » s'est effondré lui aussi, et les volcans des Petites Antilles marquent son ancien pourtour.

Il existe encore une catégorie particulière d'alignements volcaniques, dont les relations avec les zones de plissement n'ont été reconnues que dans ces dernières années. Il s'agit des *arêtes de rebroussement* des arcs montagneux disposés en festons. Ces lignes constituent des lieux privilégiés pour la sortie des matières volcaniques.

En 1898, Michel-Lévy citait [2] dans la rubrique des « effondrements divers » les volcans du Plateau Central, qui coïncident avec la convergence des plis armoricains et varisques. Depuis, les exemples se sont multipliés [XII, 12; 6]. En Europe on peut mentionner, dans une zone de plissement plus ancienne, le fossé de Christiania, avec ses venues éruptives postsiluriennes, situé à la rencontre de plis S.W.-N.E. et de plis N.W.-S.E., parallèles d'ailleurs aux rivages du Skagerrak et du Kattegat. Dans la zone tertiaire des Dinarides, les rebroussements sont fréquents : l'axe volcanique de Pantelleria et Linosa correspond à peu près à la bissectrice de l'angle formé par les plis de la Tunisie et ceux de la Sicile; en Asie Mineure il existe deux arêtes de rebroussement volcanisées; en Perse, les volcans d'Ormuz se trouvent à la rencontre de deux festons secondaires de l'arc Iranien; en Inde, le centre volcanique de Katch est situé dans l'angle de l'arc Iranien et de l'arc Himalayen et les salses de l'Assam surgissent près de l'intersection de l'arc Himalayen et de l'arc Malais. Enfin, pour terminer la liste des exemples empruntés à l'Asie, au Japon la « Grande Fosse » constitue un accident transversal, qui correspond à la rencontre des deux arcs montagneux de l'île Nippon et qui est jalonné par de grands volcans tels que le Fouji-Yama.

En Afrique, la traînée rectiligne formée par le volcan de Cameroun et les îles Fernando-Pô, du Prince, Saint-Thomas et Annobon est sur la bissectrice de l'angle du golfe de Guinée, qu'il est difficile de ne pas mettre en rapport avec l'allure des plissements. L'île de Sainte-Hélène, également volcanique, se trouve dans le même alignement.

Morcellement des continents. — Outre ces lignes de volcanisme dont les relations avec les zones de plissement récentes sont évi-

dentes, il en est d'autres qui se trouvent en dehors et qui semblent correspondre aux grandes cassures suivant lesquelles a eu lieu l'effondrement des aires continentales [XII, 12].

Le *continent Nordatlantique*, dont le bouclier Canadien, le Grœnland, le Spitzberg, la Terre François-Joseph, le bouclier Scandinave constituent des débris, a été morcelé en partie par des effondrements suivant des cassures, dont les relations avec les zones de plissement

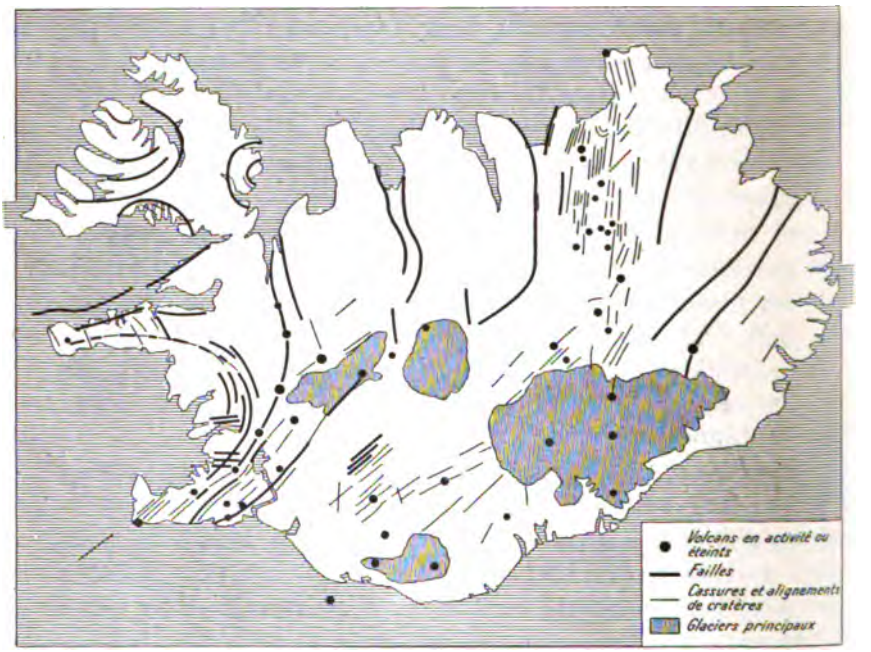


Fig. 133. — Carte tectonique de l'Islande, indiquant les relations des centres éruptifs avec les cassures (d'après Th. Thoroddsen).

nous échappent encore. Le bord oriental du Grœnland, si l'on fait abstraction des fjords qui le découpent, est presque rectiligne et peut être envisagé comme une grande fracture N.-S., dans le prolongement de laquelle est située l'Islande, un des plus importants centres volcaniques du Globe. Les cassures qui ont donné au Spitzberg et à la Terre François-Joseph leurs contours actuels sont également accompagnées de venues éruptives.

Les failles semblent avoir été étrangères au morcellement du *continent Africano-Brésilien* ou *Sudatlantique* et les rivages atlantiques des deux continents aujourd'hui séparés ne sont qu'exceptionnellement devenus le siège de phénomènes volcaniques. En revanche,

le versant oriental du continent Africain présente les dislocations verticales les plus développées en longueur que l'on connaisse. La vallée du Jourdain, la dépression de la mer Morte, le golfe d'Akaba et la mer Rouge constituent le *fossé erythréen*, effondré entre deux failles parallèles, jalonnées par plusieurs volcans éteints. Dans son prolongement vers le sud, se trouve la faille qui délimite à l'est le haut-plateau abyssin, couvert de vastes épanchements de roches éruptives; puis vient l'immense *fossé éthiopien*, aligné suivant la même direction N.-S., avec ses gigantesques cônes volcaniques du Kenia et du Kilimanjaro. Cette longue bande effondrée possède vraisemblablement avec les plissements anciens de l'Afrique orientale des rapports étroits, qui toutefois nous échappent encore; mais il y a lieu de remarquer qu'elle se trouve, avec le fossé érythréen, dans le prolongement de l'alignement volcanique qui correspond à l'arête de rebroussement de l'arc Taurique oriental et de l'arc Iranien.

Le *continent Australo Indo-Malgache* est lui aussi morcelé par de grandes cassures méridiennes. La principale est jalonnée par les Maldives, les Laquedives, les Chagos et, bien plus au sud, les îles volcaniques de Saint-Paul et d'Amsterdam. Elle prolonge l'arête de rebroussement où s'opère le raccord de l'arc Iranien et de l'arc Himalayen. La faille, rectiligne sur une longueur de 10 degrés, qui forme la côte est de Madagascar, n'accuse, par contre, aucune relation avec les rebroussements des zones plissées de l'Asie méridionale. Elle n'est pas volcanisée et les volcans du Nord de Madagascar et de l'archipel des Comores ne sont même pas situés dans la zone affaissée.

Les grands alignements d'îles volcaniques plus ou moins parallèles entre eux semblent être aussi de grandes cassures, le long desquelles s'est probablement produit l'enfoncement sous les eaux de l'ancien *continent Pacifique*.

Quant au *continent Sino-Sibérien*, il a résisté aux effondrements, mais les cassures, souvent accompagnées de venues éruptives, n'y font pas entièrement défaut. Les géologues russes les ont qualifiées de *disjonctives;* elles doivent sans doute leur origine à la décompression du continent, lors du plissement des chaînes récentes qui l'entourent.

De cette esquisse sommaire du morcellement des aires continentales il importe surtout de retenir le fait remarquable que les cassures volcanisées, correspondent aux arêtes de rebroussement des plissements tertiaires, se prolongent à de grandes distances, bien en dehors de la zone occupée par ces plissements[1], de manière à entamer

1. On remarquera aussi que les cassures méridiennes qui délimitent le fossé de la vallée du Rhin et que l'on peut suivre vers le nord jusque dans le Hanovre (A. von

profondément les aires continentales voisines, préparant ainsi leur effondrement et facilitant la montée des produits volcaniques.

Dans tous les cas, qu'il s'agisse de fractures transversales ou longitudinales, d'effondrements en ovales méditerranéens ou d'arêtes de rebroussement volcanisées, il n'est plus possible de nier aujourd'hui la corrélation évidente qui existe entre les venues éruptives et les effondrements de l'écorce terrestre.

Les cas sont bien rares, par contre, où les volcans occupent l'emplacement d'anticlinaux. On peut citer le cône volcanique du Demavend, posé sur un faisceau anticlinal de l'arc Iranien, et les îles volcaniques de la zone axiale de l'Atlantique (Açores, Saint-Paul, Ascension, Tristan da Cunha, Gough), qui surgissent sur la crête du géanticlinal médian dont il a été plusieurs fois question dans de précédents chapitres.

On conçoit maintenant les causes de la localisation fréquente des phénomènes volcaniques dans le voisinage des côtes. Beaucoup de rivages actuels correspondent à de grandes cassures ou sont parallèles aux lignes directrices des chaînes de montagnes; il est naturel, dès lors, que les volcans y soient particulièrement fréquents.

Le problème des causes de la distribution géographique des volcans peut être aujourd'hui considéré comme à peu près résolu. Mais il ne suffit pas d'expliquer les conditions tectoniques qui ont permis la venue au jour de produits d'origine interne, il faut aussi pouvoir établir l'origine première de ces produits et se rendre compte du mécanisme de leur ascension. Le problème du volcanisme réside tout entier dans la recherche d'une réponse à ces deux questions.

Origine des laves. — Il est un fait qui ressort de plus en plus de toutes les recherches modernes sur la composition chimique des roches éruptives, c'est l'étroite affinité qui existe entre les roches d'épanchement et les roches de profondeur constituées par les mêmes éléments minéralogiques essentiels. Ces roches, qui appartiennent à une même famille, n'offrent entre elles que des différences de structure; l'identité de leur composition chimique est souvent telle que l'on doit admettre une communauté d'origine. On ne peut supposer que les types microlithiques et les types grenus soient issus d'un même magma fluide consolidé dans des conditions de pression différente, car les roches granitoïdes — nous l'avons montré dans un

Kœnen) sont alignées dans le prolongement du fossé de Christiania, beaucoup plus ancien, comme si les fractures du début de l'ère Paléozoïque avaient rejoué à une époque bien plus récente.

précédent chapitre — renferment des minéraux dont l'existence est inconciliable avec l'hypothèse de l'origine ignée de ces roches. Par contre, il est parfaitement légitime d'envisager les roches d'épanchement comme le résultat de la fusion des roches de profondeur; l'air de famille des venues éruptives d'une même province pétrographique s'explique dès lors aisément : il est dû à une communauté d'origine, imputable à la constance dans la composition des matériaux granitoïdes qui, en un même point du Globe, ont été amenés successivement à l'état de fusion.

Nous commençons à voir clair dans la genèse des roches granitiques; nous avons pu exposer, dans un précédent chapitre (ch. XIII), une hypothèse qui rend compte des relations génétiques unissant les schistes cristallins et les granites et qui fait appel, pour expliquer les conditions de température et de pression nécessaires au métamorphisme régional, à la descente graduelle du fond des géosynclinaux. En poursuivant les conséquences de cette théorie, on est conduit à envisager une descente de ce fond dans des profondeurs telles que les granites et les gneiss sont amenés à une température permettant leur fusion.

Le granite est fusible à environ 1 200°; si nous prenons comme valeur maximum du degré géothermique 33 m, nous pouvons admettre que dès la profondeur de 40 km cette température de 1 200° se trouve atteinte et que la fusion du granite y est possible. En réalité, la valeur du degré géométrique semble diminuer avec la profondeur, de sorte que ces mêmes conditions doivent être réalisées à une profondeur sensiblement moindre.

La descente graduelle du fond des géosynclinaux conduit donc nécessairement à la fusion des roches sédimentaires déjà profondément métamorphisées. Une descente plus brusque doit avoir lieu lors de la production des grandes cassures de la lithosphère et des affaissements qui en résultent. Des couches profondes ont pu ainsi être plongées subitement dans une zone où elles ont été amenées à l'état de fusion.

Par ces deux phénomènes, approfondissement des géosynclinaux et affaissement le long des fractures, la provision de magma fluide emmagasinée au-dessous de l'écorce terrestre se trouve sans cesse renouvelée et les variations locales dans la composition des produits éruptifs s'expliquent par la diversité des roches qui entrent en fusion. Mais il ne peut être question d'attribuer ainsi une origine en quelque sorte externe à la totalité des matériaux fondus sur lesquels flotte la lithosphère. On ne comprendrait pas la teneur en alcalis d'un

grand nombre de roches volcaniques, car les roches sédimentaires n'en renferment que de faibles quantités et les roches métamorphiques doivent certainement leurs feldspaths à des émanations d'origine profonde. Il est difficile dès lors d'échapper à l'hypothèse d'une pyrosphère continue, qui, à partir d'une certaine profondeur, passe à un noyau solide d'une densité très élevée. Nous reviendrons plus loin sur cette question.

Origine des émanations gazeuses. — L'origine des vapeurs et des gaz que les volcans rejettent en masses formidables lors des paroxysmes et en quantités moindres dans les phases de repos a été attribuée par les divers auteurs à des sources multiples : infiltration des eaux superficielles, fusion des roches en profondeur, émanations issues de la pyrosphère. Passons en revue ces hypothèses, qui toutes trois ont encore aujourd'hui des défenseurs.

De même que la théorie de la localisation des volcans dans le voisinage des côtes, celle de l'origine superficielle de l'eau et des gaz rejetés par les volcans a été pendant longtemps prépondérante. On supposait que, par des fissures situées le long des lignes de rivages, l'eau de mer s'infiltrait dans les profondeurs de la Terre et entrait en contact avec les masses fluides de l'intérieur. Immédiatement vaporisée, son expansion devait déterminer les phénomènes explosifs et l'ascension des laves. On expliquait du même coup les éruptions elles-mêmes et l'émission de prodigieuses quantités de vapeur d'eau et de chlorures qui les accompagne.

On a vu plus haut ce qu'il convient de penser de la prétendue localisation des volcans sur les côtes. Si la vapeur d'eau et les chlorures provenaient d'infiltrations d'eau marine, il faudrait supposer l'existence de fissures de plusieurs centaines de kilomètres réunissant aux océans les volcans qui existent dans le centre des continents. Il est évident, d'autre part, que, pour arriver en contact avec les réservoirs profonds de lave, l'eau d'infiltration aurait à vaincre des pressions énormes et qu'elle serait d'abord soumise à des températures assez élevées pour la réduire à l'état de vapeur et, par conséquent, la débarrasser des sels qu'elle renfermait en dissolution. On a fait remarquer aussi que le caractère rythmé des paroxysmes volcaniques s'accorde mal avec l'hypothèse d'une infiltration lente de l'eau, qui devrait donner lieu au contraire à un phénomène d'une grande régularité. Ce qui est vrai de la pénétration en profondeur des eaux marines l'est à plus forte raison de l'infiltration constante des eaux météoriques, à laquelle certains auteurs ont fait appel.

Par contre, l'eau qui se trouve à l'état combiné dans plusieurs minéraux abondants dans les roches doit évidemment être mise en liberté lors de la fusion qui se produit en profondeur et qui donne naissance, comme on vient de le voir, à des laves de composition chimique identique à celle des roches granitoïdes. Armand Gautier a réalisé toute une série d'expériences dont il a tiré des conclusions capitales sur l'origine de la vapeur d'eau et des gaz des éruptions volcaniques [7-9]. Ce chimiste éminent a soumis, après les avoir préalablement séchées à 200°, à des températures voisines du rouge et dans le vide, diverses roches à l'état pulvérisé et a mesuré les quantités de vapeur d'eau et de gaz qui s'en échappent. 1 kgr de granite porté au rouge donne ainsi 10 gr d'eau et un volume de gaz égal à 6 à 7 fois celui de la roche. 1 m^3 de granite, pesant 2 664 kgr, donnera donc 26 640 kgr d'eau et 1 km^3 en fournira 26 640 000 tonnes, soit plus de 26 millions de m^3. En même temps, il se produira $6,7 \times 1\,000\,000$ ou près de 7 milliards de m^3 de gaz calculés à 15°, dont il faut tripler le volume à la température du rouge, à laquelle ils ont pris naissance.

L'eau mise en liberté n'est pas de l'eau d'imbibition ou eau de carrière, c'est de l'eau combinée entrant dans la composition même des minéraux du granite. Les gaz qu'Armand Gautier a extraits du granite sont les suivants : hydrogène libre (77 °/₀ environ), acide carbonique (15 °/₀), oxyde de carbone (20 °/₀), méthane (2 °/₀), azote et argon (0,83 °/₀). Ce sont précisément ceux dont l'analyse a révélé l'existence dans les fumerolles de Santorin et du Mont Pelé. Les autres roches cristallines donnent des résultats analogues.

On peut donc conclure, avec Armand Gautier, que les roches qui subissent une forte élévation de température par leur descente dans des régions profondes abandonnent de l'eau et des gaz identiques à ceux des émanations gazeuses des volcans et en quantité largement suffisante pour expliquer tout au moins les immenses masses de vapeur d'eau rejetées lors des paroxysmes. Ainsi la grande éruption de l'Etna en 1865 dura 200 jours et donna, d'après les relevés approximatifs de Fouqué, l'énorme volume de 11 000 tonnes par jour, soit un peu plus de 2 millions de tonnes pour l'ensemble de cette période critique. Or, 1 km^3 de granite fournissant au rouge environ 27 millions de tonnes d'eau, le quart de ce volume, conclut Armand Gautier, aurait donc suffi à entretenir la totalité de l'éruption de l'Etna de 1865.

Pour expliquer la formation et la sortie des eaux thermales, qui est une forme atténuée des phénomènes éruptifs, il ne sera pas néces-

saire de faire intervenir, comme pour la genèse des laves et la production des émanations volcaniques, des effondrements brusques ou la descente rapide des géosynclinaux; il suffira, pour entretenir leur écoulement, d'une sorte de distillation lente des roches cristallines de la région par la chaleur des masses fluides sous-jacentes.

Les gaz qui se dégagent lorsque l'on chauffe au rouge des roches éruptives n'y préexistent pas, ils résultent de diverses réactions qui ont été étudiées par Armand Gautier et qui rendent très bien compte de la manière dont s'est effectuée en profondeur la mise en liberté de l'hydrogène, de l'acide carbonique, de l'oxyde de carbone, de l'azote des éruptions volcaniques.

Mais aucune de ces réactions n'explique la présence, dans les émanations des volcans, des chlorures métalliques et des chlorures alcalins; aussi Armand Gautier attribue-t-il, avec Suess, ces substances à la zone incandescente de la sphère terrestre. Il est d'ailleurs infiniment vraisemblable que les chlorures ne sont pas les seules émanations de la pyrosphère; il convient sans doute d'y ajouter les sulfures, arséniures, carbures, etc. Suess en fait venir également la vapeur d'eau elle-même. En écartant l'origine marine des chlorures et de l'eau des volcans, il conclut que la masse des mers se trouve accrue à chaque éruption. « La mer, dit-il, n'est pas le producteur, elle est le consommateur du sel » [XIX, 7].

Ascension des produits volcaniques. — Il ne suffit pas, pour résoudre le problème du volcanisme, de pouvoir déterminer l'origine des produits volcaniques liquides et gazeux, il importe aussi de trouver les causes de l'arrivée au jour de ces éléments, ou, d'une manière plus générale, de leur ascension.

La descente lente du fond des géosynclinaux rend compte du renouvellement incessant des magmas fluides profonds et de certaines variations locales de leur composition, ainsi que de la montée lente des gaz distillés; mais il est nécessaire d'invoquer une descente brusque ou des effondrements le long des lignes de fracture pour expliquer le dégagement subit de vapeur d'eau et de gaz qui paraît être la cause des phénomènes explosifs. On a vu précédemment (ch. XVIII) que la formation des diatrèmes (necks, cheminées diamantifères) doit être attribuée à des explosions souterraines. Le remplissage de ces perforations verticales de la lithosphère est dû à la projection verticale par l'expansion des gaz, de portions du magma profond et de fragments de roche arrachées aux parois des cheminées. On peut concevoir aussi que, une fois la perforation réalisée, des laves

fluides s'élèvent dans la cheminée sous la poussée des gaz, pour se répandre ensuite à la surface. Il est évident que les laves peuvent de même utiliser des fractures préexistantes pour s'élever dans les mêmes conditions. L'explosion des gaz explique fort bien à la fois le caractère paroxysmal des éruptions, avec leurs projections violentes et leurs coulées qui vident complètement les cratères, et l'échappement rythmé des gaz par la cheminée ou par les fissures du volcan sous la forme de fumerolles, pendant les périodes de repos.

La force d'expansion des gaz rend parfaitement compte des éruptions péléennes, vulcaniennes et stromboliennes, accompagnées de phénomènes explosifs fréquents et intenses, mais il est difficile de l'invoquer dans les éruptions du type hawaïen, où les laves s'écoulent tranquillement par des cassures, sans projection violente de gaz. Il est nécessaire alors de chercher ailleurs la cause de l'ascension des laves.

Dès 1836, John F. W. Herschell voyait, dans le fait que les compartiments de l'écorce terrestre en voie d'affaissement pèsent sur la masse fondue interne, la cause de l'ascension des laves « par simple pression hydrostatique » [XIII, 2]. Depuis, c'est surtout à Ed. Suess qu'est dû le développement de cette conception du volcanisme, en faveur de laquelle on peut surtout invoquer la coïncidence des lignes volcaniques avec les aires d'affaissement de l'écorce terrestre. Pour les fossés la corrélation est tout à fait évidente. Quant aux arêtes de rebroussement correspondant à la convergence de deux festons des zones de plissement, leur coïncidence avec des fractures volcanisées se conçoit aisément, car, suivant une remarque ingénieuse de Michel-Lévy [4], le poids des deux chaînes qui se font face sur le voussoir intermédiaire facilite la sortie des produits volcaniques.

L'intrusion du magma fondu entre les strates des terrains sédimentaires et la formation des laccolithes concordent également beaucoup mieux avec la notion d'une matière fluide s'élevant sous l'action de la pression d'un voussoir voisin qu'avec l'hypothèse d'une ascension causée par la force d'expansion des gaz. Dans les filons-couches et dans les laccolithes, l'existence de phénomènes de contact imputables à des fumerolles est un fait plutôt exceptionnel.

La pyrosphère et la barysphère. — Au-dessous de la lithosphère se trouve une zone continue, la *pyrosphère*, constituée par un magma fondu à haute température. Les données géothermiques confirment à cet égard les conclusions auxquelles conduisent l'étude du métamorphisme régional et celle de la composition chimique des roches éruptives.

La composition de ce magma est probablement variable dans sa partie supérieure seulement, en raison de l'assimilation locale de roches diverses, qui viennent y plonger par l'enfouissement du fond des géosynclinaux ou de voussoirs descendus le long de lignes de fractures. A une plus grande profondeur, il est probable que sa composition moyenne est plus homogène et qu'elle se rapproche de la composition moyenne des roches silicatées qui constituent la plus grande partie de la lithosphère. Dans toute sa masse, elle présente sans doute, sur une vaste échelle, des phénomènes de rochage, le magma en fusion abandonnant les gaz qu'il renfermait en dissolution. Ainsi prendraient naissance le magma ferro-magnésien et le magma alcalin de Michel-Lévy [XX, 9]. Le magma ferro-magnésien deviendrait, dans ces conditions, de plus en plus basique et de plus en plus dense avec l'augmentation de la profondeur, pour présenter finalement une composition voisine de celle du péridot.

Ce minéral se rencontre en effet à l'état d'enclaves dans beaucoup de roches volcaniques basiques, en particulier dans les basaltes. Il forme aussi, comme on sait, le noyau de beaucoup de bombes rejetées par les éruptions stromboliennes. Dans l'un et dans l'autre cas, il s'agit sans doute de portions d'un magma très basique consolidées à une très grande profondeur et entraînées par l'ascension du basalte en fusion.

Beaucoup de météorites renferment également des quantités plus ou moins grandes de péridot et ce minéral y accompagne presque toujours le fer natif, le fer chromé, le fer nickelé et le pyroxène. Or le péridot se rencontre associé à ce dernier minéral dans diverses roches granitoïdes sans éléments blancs et, de plus, ces roches sont les principaux gisements des minerais de nickel et de chrome. D'autre part les seules roches terrestres qui renferment du fer natif sont des roches à péridot. On a trouvé des blocs énormes de ce métal à Ovifak, au Grœnland, associés à des basaltes à péridot. Le fer diamantifère de Cañon Diablo, dans l'Arizona, est lui aussi d'origine volcanique et ses blocs sont disséminés autour d'un cratère.

De cette analogie frappante qui existe entre les météorites et les éléments terrestres d'origine profonde Daubrée a conclu [XV, 1] à l'unité de composition du système solaire. Les météorites seraient des débris d'un astre fragmenté, tombés accidentellement sur notre Globe, et l'intérieur de la Terre présenterait une composition en tous points semblable à celle des météorites. Au-dessous de la zone riche en péridot se trouverait une zone où le fer et les métaux voisins existeraient à l'état non oxydé. Le péridot serait non seulement

la scorie de ce noyau métallique de la Terre, mais encore la *scorie universelle*.

Les célèbres recherches de H. Moissan sur la reproduction du diamant [10] ont apporté des arguments nouveaux à l'appui de cette hypothèse. D'après cet illustre chimiste, si prématurément enlevé à la science, il existerait sous le magma silicaté de la pyrosphère des masses fondues de fer très riches en carbures de fer et d'autres métaux. Des arrivées brusques d'eau auraient donné lieu à un dégagement explosif de carbures d'hydrogène, d'où la formation des diatrèmes. L'explosion aurait entraîné à la fois du magma ferromagnésien solidifié dans les cheminées diamantifères sous la forme de péridotite, et de la fonte carburée, qui, en se refroidissant brusquement sous pression aurait donné naissance à du diamant, dans des conditions analogues aux reproductions synthétiques au four électrique. Telle serait aussi l'origine des projections de fer diamantifère de Cañon Diablo.

L'hypothèse d'un noyau interne ferrugineux, d'une *barysphère*, est en contradiction avec l'ancienne conception d'une masse en fusion ignée ou même gazeuse s'étendant jusqu'au centre de la Terre, mais elle est confirmée par plusieurs faits récemment mis en évidence par divers savants et en particulier par le grand physicien écossais Lord Kelvin (Sir William Thomson).

Plusieurs méthodes très différentes appliquées à la recherche de la densité moyenne de la Terre concordent dans leurs résultats et conduisent à une valeur un peu supérieure à 5. Comme les couches superficielles sont constituées par de l'eau salée dont la densité dépasse légèrement l'unité et par des roches dont la densité moyenne est environ 2,5, on doit supposer que l'intérieur de la Terre possède, par compensation, une densité supérieure à 5. Sans admettre le chiffre extrême de 10,6, auquel conduisent les calculs de Roche, il est cependant légitime d'assigner au noyau central une densité tout au moins égale à celle du fer, 7,7, ou peut-être un peu supérieure.

On a dit souvent que ce résultat n'était pas conciliable avec l'hypothèse de températures extrêmement élevées au centre de la Terre et avec celle de l'existence d'un noyau formé de matières en fusion ou à l'état gazeux, qui, en raison des énormes pressions qu'elles supportent, se trouveraient à un état « pratiquement équivalent à l'état solide ». Lord Kelvin [11] objecte en outre à cette conception que rien ne nous autorise à admettre une augmentation régulière de la température vers l'intérieur de la Terre, à partir de la couche en fusion dont les phénomènes volcaniques et les données

géothermiques nous révèlent l'existence. Le même savant a montré en outre que les valeurs de la précession des équinoxes et de la nutation diffèrent beaucoup de celles auxquelles conduit le calcul dans l'hypothèse d'un noyau interne en fusion. Il a fait remarquer enfin qu'une sphère fluide couverte d'une croûte d'une minceur extrême devrait être affectée dans son ensemble par le phénomène des marées. Il conclut donc que sa plus grande partie est à l'état solide.

L'hypothèse d'un noyau métallique ou *barysphère*, composé en grande partie de fer, est en harmonie avec ce que nous savons du magnétisme terrestre. Nous verrons dans le chapitre suivant qu'elle est confirmée par l'étude des tremblements de terre.

---

1. — FERDINAND LÖWL. Spalten und Vulcane. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XXXVI, p. 315-326, 1886.

2. — A. MICHEL-LÉVY. Sur la coordination et la répartition des fractures et des effondrements de l'écorce terrestre en relation avec les épanchements volcaniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér., XXVI, p. 105-121, pl. I, 1898.

3. — W. BRANCO. Zur Spaltenfrage der Vulcane. *Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss.*, 1903, n° XXXVI, p. 757-778. (Nombreuses indications bibliographiques).

4. — MICHEL LÉVY. Le volcanisme. *Rev. scient.*, 5e sér., V, p. 577-584, 12 mai 1896.

5. — TH. THORODDSEN. Die Bruchlinien Islands und ihre Beziehungen zu den Vulkanen. *Peterm. Mitt.*, LI, p. 49-53, pl. V, 1905.

6. — ÉMILE HAUG. Sur les relations tectoniques et stratigraphiques de la Sicile et de la Tunisie. *C. R. Ac. Sc.*, CXLII, p. 1105-1107, 1906.

7. — ARMAND GAUTIER. A propos de la composition des gaz des fumerolles du Mont Pelé. Remarques sur l'origine des phénomènes volcaniques. *C. R. Ac. Sc.*, CXXXVI, p. 16-20, 1903.

8. — ID. Théorie des volcans. *Bull. Soc. belge de Géol.*, XVII, P. V., p. 555-562, 1903.

9. — ID. La genèse des eaux minérales et ses rapports avec le volcanisme. *Annales des Mines*, 10e sér., IX, 1906, p. 316-370.

10. — HENRI MOISSAN. Nouvelles recherches sur la reproduction du diamant. *Annales de Chimie et de Physique*, 8e sér., V, p. 174-208, 12 fig., 1905.

11. — SIR WILLIAM THOMSON [LORD KELVIN]. The internal condition of the earth; as to temperature, fluidity and rigidity [1878]. *Glasgow Geol. Soc. Trans.*, VI, p. 38-49, 1882.

V. aussi : 0, 22; XII, 12; XIII, 2; XIX, 7.

CHAPITRE XXII

LES TREMBLEMENTS DE TERRE

Généralités. — Effets visibles des tremblements de terre. — Étude méthodique des sismes. — Sismographes et sismogrammes. — Causes des tremblements de terre. — Répartition géographique des sismes et relations avec les dislocations de l'écorce terrestre.

Généralités. — Si les phénomènes orogéniques ne sont pas entièrement éteints à la surface du Globe, il est évident qu'ils se manifestent encore de nos jours par des modifications lentes ou brusques du relief terrestre et par des mouvements qui doivent être perceptibles d'une manière ou d'une autre. C'est précisément ce qui se produit et, de plus en plus, s'impose à nous la certitude que les *tremblements de terre* ne sont autre chose que des mouvements de l'écorce terrestre, assimilables en tous points aux mouvements orogéniques.

Cette idée n'est d'ailleurs pas nouvelle, nous la trouvons exprimée par Bernard Palissy dès 1563 dans les termes suivants[1] : « Ledit feu se nourrit et entretient ainsi sous la terre; et advient souvent que par un long espace de temps aucunes montagnes deviendront vallées par un tremblement de terre ou grande véhémence que ledit feu engendrera, ou bien que les pierres, métaux, et autres minéraux qui tenoyent la base de la montagne se brusleront et en se consommant par feu, ladite montagne se pourra incliner et baisser petit à petit : aussi autres montagnes se pourront manifester et eslever, pour l'accroissement des roches et minéraux qui croissent en icelles, ou bien il adviendra qu'une contrée de pays sera abysmée ou abaissée par un tremblement de terre, et alors ce qui restera sera trouvé montueux[2]. » Dans ce passage de la « Recepte véritable » notre

1. Les œuvres de Bernard Palissy, publiées d'après les textes originaux, avec une notice..., par Anatole France, p. 49. Paris, 1880.
2. C'est déjà, sous une forme naïve, la notion du « horst ».

grand céramiste était plus près de la vérité que maint géophysicien moderne, car il entrevoyait déjà la corrélation qui existe entre les effrondrements et les phénomènes volcaniques, entre les mouvements orogéniques et les tremblements de terre.

Le but principal du présent chapitre est de mettre en évidence cette corrélation, encore méconnue par certains. Le phénomène *sismique* lui-même ne peut être étudié ici que d'une manière tout à fait sommaire, car il fait aujourd'hui l'objet d'une science indépendante, la *Sismologie*, dont les méthodes et les résultats sont exposés dans de fort bons ouvrages [7, 8, 10, 11, 15, 16], au premier rang desquels il convient de placer deux récents volumes de F. de Montessus de Ballore [17, 20], d'une lecture si instructive aussi bien pour le géologue que pour le physicien. Nous y avons fait des emprunts nombreux.

On décrira d'abord très rapidement les effets les plus apparents des tremblements de terre, on indiquera ensuite quelques-unes des méthodes qui permettent de serrer d'un peu plus près les lois qui régissent ces phénomènes, et c'est ensuite que pourra être abordé le côté vraiment géologique de la question.

Effets visibles des tremblements de terre. — Les tremblements de terre ont de tous temps frappé l'imagination des peuples en raison des terribles désastres causés par quelques-uns d'entre eux. Pour celui de 526 de l'ère chrétienne, qui affecta le littoral méditerranéen, les évaluations du nombre des victimes varient de 100 000 à 200 000. Celui de Lisbonne, en 1755, dont les dégâts furent plus localisés, causa la mort de 30 000 personnes. 60 000 habitants de la Sicile périrent lors du tremblement de terre de 1693. Le Japon est le théâtre de désastres si fréquents qu'une statistique remontant jusqu'à l'an 416 de notre ère donne une moyenne d'un désastre tous les six ans et demi. Il est vrai que, dans les catastrophes qui ravagent ce pays, une part importante revient aux vagues sismiques ou *tsunamis*, sortes de raz de marée, dus en général à des tremblements de terre sous-marins. Ainsi le tsunami du 15 juin 1896 a fait officiellement 30 000 victimes, sur une étendue de côtes de 700 milles.

Si tous les désastres sismiques n'accusent pas un chiffre de victimes aussi élevé, les dégâts matériels causés par les grands tremblements de terre sont presque toujours plus ou moins considérables, ils vont depuis la formation de simples lézardes dans les murs jusqu'à la destruction complète des bâtiments.

L'examen attentif des dégâts causés permet déjà de se rendre compte de la nature des secousses qui ébranlent le sol.

Le fait que des objets volumineux sont quelquefois projetés en l'air à d'assez grandes hauteurs montre que, dans certains cas, les secousses sont verticales; on les a qualifiées de *sussultoires*.

Le plus souvent les secousses paraissent se produire dans un plan horizontal, suivant une direction déterminée, qui se traduit par le sens dans lequel s'effectue la chute des édifices, en particulier des clochers, des colonnes, etc. Mais on a observé des cas assez fréquents, où plusieurs piliers d'un même bâtiment ont été renversés dans des directions différentes. Il ne faut donc pas attacher une trop grande valeur aux indications fournies sur la direction des secousses par les dégâts causés aux édifices; encore moins convient-il de se fier aux impressions personnelles des observateurs, qui, presque toujours, sont influencées, comme l'a montré F.-A. Forel, par l'orientation des murs de façade, la direction du tremblement de terre étant, neuf fois sur dix, indiquée comme parallèle ou perpendiculaire à l'alignement d'une rue.

On s'est aussi maintes fois basé sur des mouvements de rotation subis par des piliers, des obélisques ou des statues, pour affirmer la nature *rotatoire* ou *tourbillonnante* d'une secousse, mais ces déplacements s'expliquent très bien par des poussées tangentielles.

En réalité, comme le montrent des expériences récentes, réalisées en faisant détoner des explosifs, les ébranlements affectent des directions beaucoup plus complexes qu'on ne pourrait le croire. Les particules ébranlées oscillent suivant de nombreuses directions avant de retrouver leur position de repos. Il existe seulement une *élongation maximum* des multiples oscillations causées par l'ébranlement; c'est, en général, le grand axe de la courbe plus ou moins elliptique qui enveloppe la projection horizontale de toutes les trajectoires. Le modèle ci-dessous (fig. 134), dû à Seikei Sekiya, représente les oscillations extrêmement compliquées d'un point de la surface terrestre lors du tremblement de terre de Tokyo du 15 janvier 1887.

Cette notion de l'élongation maximum, si bien mise en évidence par F. de Montessus de Ballore [20, ch. II], permet de se rendre compte pourquoi, dans une ville dévastée, les façades orientées suivant une direction déterminée ont été épargnées à l'exclusion de toutes les autres. Ce sont celles qui possèdent la direction de l'élongation maximum. Il peut arriver que, dans une localité donnée, cette direction reste constante, non seulement lors des secousses successives

d'un même tremblement de terre, mais encore lors des tremblements de terre qui affectent cette localité à des intervalles souvent considérables. Il y a là une précieuse indication pour l'avenir, dont doivent s'inspirer les architectes en reconstruisant une ville détruite.

Il est rare qu'un grand tremblement de terre soit un phénomène isolé; généralement, il est suivi d'un certain nombre d'ébranlements successifs, dont l'intensité et la fréquence décroissent d'une manière plus ou moins régulière. Ces *répliques* peuvent se produire pendant des mois et quelques-unes d'entre elles occasionnent des dégâts comparables à ceux de la secousse principale. Inversement, celle-ci

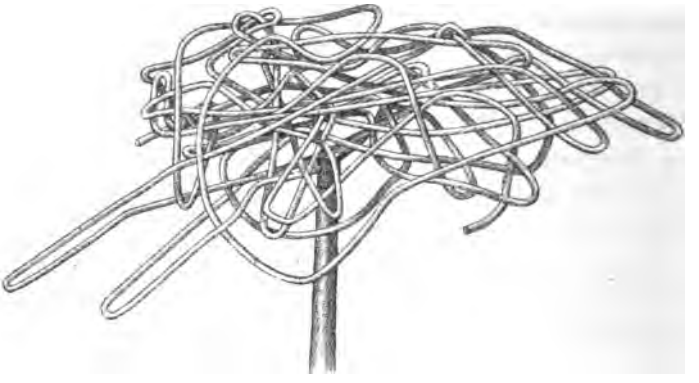


Fig. 134. — Modèle d'une partie de la trajectoire d'un point de la surface terrestre lors du tremblement de terre de Tokyo du 15 janvier 1887 (d'après Seikei Sekiya, figure extraite de F. de Montessus de Ballore, *la Science séismologique*).

est précédée de *secousses prémonitoires*, presque toujours d'une faible intensité et d'une durée moindre que la période des répliques.

Dans certains cas, il n'existe pour ainsi dire pas de secousse principale, mais plusieurs secousses notables d'égale intensité s'intercalent au milieu d'autres plus légères. On les a qualifiées d'*essaims*.

Souvent les tremblements de terre sont accompagnés de bruits sourds, que l'on a comparés à des coups de canon ou de tonnerre lointains. Ce sont les *retumbos* des Américans du Sud, les *rombos* des Italiens, les *mistpœffers* des Flamands, les *barrisal guns* des Anglais de l'Inde. Ils précèdent quelquefois la secousse principale, d'autres fois ils la suivent. Leur intensité est très variable; ils paraissent être plus facilement et plus fréquemment perceptibles dans certaines régions que dans d'autres, où les tremblements de terre sont plus fréquents et plus intenses. On ne sait pas d'une manière certaine s'ils se propagent par l'air ou par le sol. Leur étude est d'ailleurs à ses débuts.

Les tremblements de terre qui affectent les régions littorales ébranlent également la mer, et les vagues sismiques ou *tsunamis* se propagent à de très grandes distances. Celles du tremblement de terre d'Arica et d'Iquique ont traversé le Pacifique avec la même vitesse que le flot de la marée. Les homosistes horaires (fig. 135) ont presque coïncidé, d'après Hochstetter et Geinitz, avec les lignes cotidales.

Les effets des tremblements sont surtout frappants sur les édifices

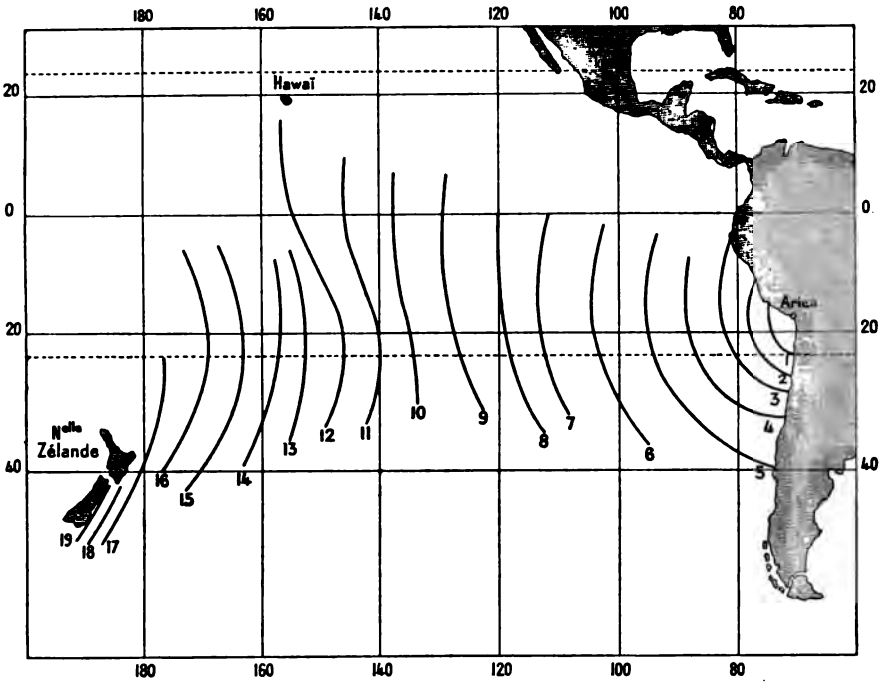


Fig. 135. — Homosistes horaires au travers du Pacifique des vagues sismiques du tremblement de terre d'Arica du 13 août 1868 (d'après von Hochstetter).

construits par l'homme, mais ils se manifestent d'une manière non moins évidente à la surface du sol, soit qu'ils déterminent des éboulements, soit qu'ils donnent lieu à la formation de crevasses, d'ailleurs plus ou moins superficielles. Dans l'un et l'autre cas, ce sont surtout les formations meubles d'origine récente qui sont affectées et c'est d'ailleurs aussi sur les plaines constituées par des cailloutis que les secousses sismiques causent les plus grands dommages aux habitations.

Les crevasses s'orientent fréquemment suivant une direction parallèle à l'axe de la vallée (pl. XXXI). D'autres fois leur orientation est

quelconque, elles se ramifient (pl. XXXII, 1, 2) et peuvent prendre une forme étoilée. Lorsque des sables y pénètrent après coup et sont ensuite cimentés, il se forme des *dykes de grès*; lorsque, par contre, des masses boueuses constituant le substratum de la couche crevassée sont pressées au dehors, elles s'injectent dans les crevasses et viennent au jour sous la forme de petits cônes ou *craterlets* (pl. XXXIII, 1), assez analogues à des salses. Des modifications dans le régime des sources ou des transformations profondes dans le réseau hydrographique d'une région ont été maintes fois signalées à la suite de secousses sismiques.

Enfin, on a vu de très violents tremblements de terre laisser des traces ineffaçables de leur passage sous la forme de véritables failles accompagnées d'un rejet très appréciable, atteignant jusqu'à 20 m de hauteur dans le cas du tremblement de terre du Japon du 20 octobre 1891 (pl. XXXIII, 2).

Étude méthodique des sismes. — L'étude méthodique des tremblements de terre remonte à Mallet, qui, dès 1846, en posait les principes en insistant sur l'importance des catalogues sismiques généraux et locaux et sur la nécessité de monographies régionales des grands sismes, basées sur des observations systématiques. En même temps, l'emploi d'instruments spéciaux appelés *sismographes* se généralisait et permettait d'enregistrer des indications précises sur l'heure, la durée, l'intensité, le nombre, la direction des secousses.

Il importait avant tout de pouvoir classer les tremblements de terre suivant leur intensité. A ce besoin répond l'*échelle de Rossi et Forel* qui est basée sur la gradation des effets produits sur l'homme et sur les édifices. Voici cette échelle, qui est une des plus fréquemment usitées :

Microsismes.

I. Mouvement non noté par tous les appareils de systèmes différents. Senti par quelques observateurs exercés.

Macrosismes.

II. Tous les appareils sont actionnés. Le mouvement est constaté par un petit nombre d'observateurs au repos.

III. Ébranlement ressenti par un certain nombre de personnes au repos. La durée et la direction sont discernables.

IV. Ébranlement perçu par des personnes en état d'activité. Mouvement d'objets mobiles, des portes et des fenêtres; craquement des planchers.

V. Ressenti par tout le monde. Mouvement d'objets plus importants, meubles et lits. Les sonnettes sont mises en branle.

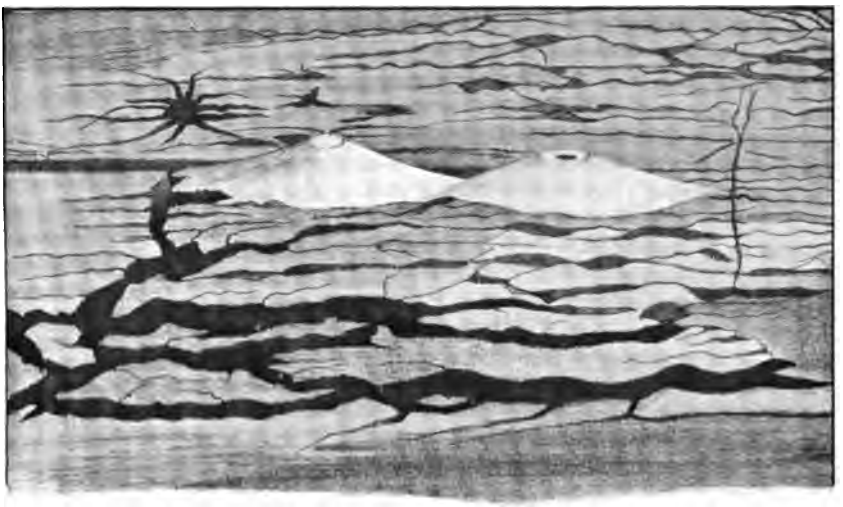
VI. Réveil général des dormeurs. Oscillations des lustres; arrêt des pendules et des horloges, mouvement sensible des arbres. Quelques personnes effrayées s'enfuient hors des habitations.

Cliché K. Ogawa.

DESTRUCTION DU PONT SUR LA NAGARA
ET FORMATION DE CREVASSES PARALLÈLES AU COURS DU FLEUVE.
Grand tremblement de terre du Japon de 1891.

Clichés Mission d'Andalousie.

CREVASSES DE GUEVEJAR (Andalousie)
produites par le tremblement de terre du 25 décembre 1884.



Cliché Montessus.

CREVASSES ET CRATERLETS
formés sur la côte d'Achaïe, lors du tremblement de terre de Kalanaki du 26 décembre 1861 (d'après J. Schmidt).

Cliché K. Ogawa.

FAILLE DE MIDORI DANS LA VALLÉE DE NÉO,
produite par le grand tremblement de terre du Japon, le 28 octobre 1891.

VII. Renversement d'objets mobiles; chute du mortier et des plâtres des murs et des toits; arrêt des horloges publiques; effroi général.

VIII. Chute des cheminées; crevasses dans les murs.

IX. Ruine partielle ou totale de quelques édifices.

X. Désastres et ruines. Bouleversement des couches terrestres; crevasses et failles. Éboulement dans les montagnes.

Ayant constaté, pour chaque tremblement de terre, l'existence d'une région où les dégâts atteignent leur maximum, on devait nécessairement être conduit à rechercher dans le pays ébranlé un point central à partir d'où s'était propagé l'ébranlement. Comme on supposait que le phénomène avait une origine profonde, on appelait *hypocentre* le point de départ de la secousse et l'on donnait le nom d'*épicentre* au point de la surface terrestre situé sur le même rayon. C'est cet épicentre qui correspond au maximum des dégâts; tout autour, des régions où l'intensité a été en décroissant forment une série de zones concentriques, délimitées par des courbes appelées *isosistes* (ou *isoséistes*), qui sont caractérisées chacune par un même degré d'intensité des secousses, suivant une échelle déterminée.

Dans les cas où les observations sont assez nombreuses et assez précises, on peut tracer des *homosistes* ou *cosistes*, courbes qui réunissent tous les points où la secousse s'est produite au même instant. On possède ainsi un second moyen pour déterminer l'épicentre, beaucoup plus exact que le premier.

On a attribué pendant longtemps à la plupart des tremblements de terre étudiés un épicentre réduit à un point, autour duquel les isosistes et les homosistes décrivaient des cercles ou des ellipses concentriques. On cherchait alors à déterminer l'hypocentre, suivant les indications de Mallet, par le moyen de la convergence des surfaces déterminées par l'inclinaison des fissures produites dans les édifices. Ces résultats, qui assignaient aux hypocentres des profondeurs tout à fait excessives, sont aujourd'hui fortement contestés. Après une discussion très serrée des méthodes employées jusqu'ici pour déterminer la profondeur du foyer d'un tremblement de terre, Montessus de Ballore [20, ch. III] conclut qu'il n'en existe aucune qui soit sûre.

Quant à l'épicentre, toutes les observations récentes démontrent qu'il ne peut plus être envisagé comme un point, mais que les ébranlements partent en réalité de toute une ligne ou d'une surface assez étendue, véritable *zone épicentrale* ou *plistosiste* (*pléistoséiste*). Souvent la ligne d'où part la secousse n'est autre que le grand axe des ellipses concentriques correspondant aux isosistes. En général

les tremblements de terre successifs qui ébranlent le pays ont tous leur origine sur cette même ligne qui — on le montrera plus loin — n'est autre chose qu'un des accidents tectoniques principaux de la région. Dans d'autres cas, c'est tout un compartiment de l'écorce terrestre qui doit être envisagé comme le centre de l'ébranlement.

Sismographes et sismogrammes. — La description même sommaire des appareils sismographiques même les plus importants nous conduirait beaucoup trop loin [12]. Il suffira d'indiquer en quelques mots le principe de ceux qui sont actuellement en usage, car les anciens sismoscopes et sismomètres n'ont plus guère qu'un intérêt

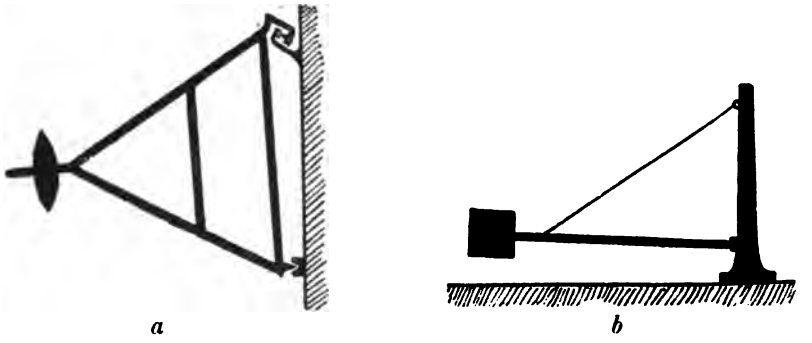


Fig. 136. — Principe des pendules horizontaux
(d'après Sieberg, figures extraites de F. de Montessus de Ballore, *la Science séismologique*).
a, pendule horizontal léger; *b*, pendule horizontal lourd.

rétrospectif, les plus perfectionnés d'entre eux conservant seulement la trace du moment où se produit la secousse principale.

Les sismographes aujourd'hui employés sont à peu près exclusivement des pendules verticaux ou des pendules horizontaux, soit lourds, soit légers (fig. 136). On donne aux pendules verticaux de grandes longueurs, 15 ou 20 m et plus, et des poids de plusieurs centaines de kilos. En raison de leur inertie, ils n'obéissent pas aux ébranlements que subit, par contre, leur support. Il est facile dès lors d'enregistrer ces oscillations sur une bande déroulée par un mouvement d'horlogerie, en les amplifiant au moyen de leviers ou de dispositifs optiques.

L'usage du pendule horizontal a été introduit dans les recherches sismologiques par von Rebeur-Paschwitz, qui, au cours d'études sur les variations de la pesanteur, avait constaté des oscillations de ce pendule sans cause apparente, dues en réalité à des microsismes. Les pendules horizontaux lourds (fig. 136, *b*) sont constitués au moyen d'une masse portée par une tige horizontale rigide, appuyée par son

extrémité opposée à une colonne verticale et soutenue par un fil oblique en liaison avec le sommet de celle-ci. Les pendules légers (fig. 136, *a*) sont formés d'un cadre métallique triangulaire, accroché par le haut à la colonne et simplement appuyé sur elle par le bas; la masse est fixée au sommet du triangle opposé à la colonne. On se sert également du pendule renversé de Wiechert, dont la sensibilité est extrême et dont l'équilibre tout à fait instable lui a valu le nom d'*astatique*.

Les sismographes modernes enregistrent les secousses sur des bandes de papier déroulées par un mouvement d'horlogerie, fournissant ainsi des graphiques de l'ensemble du tremblement de terre, auxquels on donne le nom de *sismogrammes*. C'est par l'examen

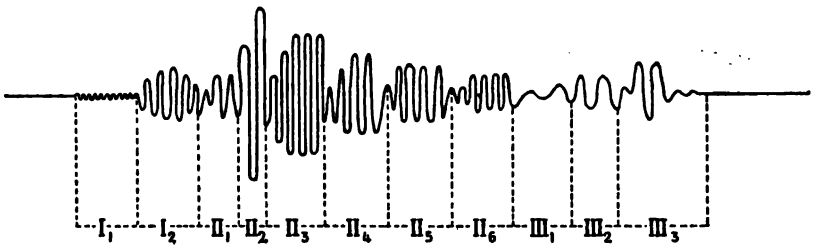


Fig. 137. — Schéma d'un télésismogramme normal
(figure extraite de F. DE MONTESSUS DE BALLORE, *la Science séismologique*).

attentif de ces graphiques qu'ont été obtenus, dans ces dernières années, les résultats les plus importants de la Sismologie. En y faisant la part de tout ce qui est vibration locale (mouvement des voitures, explosions, tempêtes, sonneries de cloches, etc.), on peut y lire tous les ébranlements imprimés au sismographe par les tremblements de terre les plus lointains, par les *télésismes*, pour peu que leur intensité soit suffisante. On a pu s'assurer que les appareils aujourd'hui en usage enregistrent tous les grands tremblements de terre qui ébranlent la surface terrestre. Les télésismes ne sont que la répercussion microsismique, à distance, de macrosismes d'origine lointaine.

Les télésismogrammes présentent des caractères assez constants, d'où l'on a pu déduire les lois qui régissent la propagation des ondes sismiques dans le milieu tellurique. On y distingue trois phases successives de vibrations (fig. 137) : la phase initiale (I_1, I_2), la phase principale (II_1-II_6) et la phase finale (III_1-III_3), chacune d'elles se divisant en un plus ou moins grand nombre de phases secondaires. Ces diverses phases ne correspondent pas aux secousses successives

que l'on ressent lors d'un macrosisme; on admet aujourd'hui, avec Oldham et Milne, que l'on est en présence des vibrations diverses résultant d'un ébranlement unique. Voici, en effet, dans quelles conditions se succèdent les trois phases visibles sur le graphique.

La phase initiale, qui constitue ce que l'on a appelé les frémissements préliminaires, est enregistrée, sur un sismographe situé à peu près aux antipodes, 20 à 22 minutes après la secousse principale. Elle consiste en vibrations d'une très faible amplitude et d'une très courte période.

La phase principale se traduit, environ 13 minutes après la première, par des vibrations d'une amplitude plus grande et d'une période plus longue.

La phase finale prend fin au bout d'une heure et demie, elle se manifeste par de très grandes ondes d'une longue durée, qui affectent principalement les pendules horizontaux, tandis que celles des deux phases précédentes sont bien enregistrées par les pendules verticaux lourds.

On remarque que la seconde phase correspond à des vibrations qui ont mis à atteindre le lieu de l'observation deux fois plus de temps que celles de la première phase. Il est légitime, dès lors, d'assimiler ces deux groupes aux ondes qui prennent naissance par ébranlement d'un corps solide élastique. On sait que Wertheim a montré en 1851 qu'il se produit dans ce cas des ondes longitudinales et des ondes transversales, dont les premières se propagent avec une vitesse double de celle des secondes. Les ondes de la première phase seraient des ondes transversales, celles de la seconde phase, des ondes longitudinales, résultant d'un même ébranlement qui se propage à travers le Globe, suivant le diamètre.

Lorsque les vibrations ne sont pas enregistrées aux antipodes du lieu où se produit le sisme, mais en des points moins éloignés, on constate, en comparant entre elles les diverses observations, que la vitesse de propagation des ondes correspondant aux deux premières phases s'accroît avec la distance. Pour la troisième phase, par contre, cette vitesse reste constante, quelle que soit la distance. On en a conclu que les ondes de cette phase se propagent à la surface de la sphère terrestre, le long de l'écorce. Ce seraient les « ondes superficielles » de lord Rayleigh. Leur vitesse est bien moindre, elle est de 3 à 3,5 km par seconde, alors qu'elle est de 9,6 km et de 5 km pour celles des deux premières phases.

Ces résultats conduisent à des conclusions d'une importance capitale sur la constitution de l'intérieur du Globe.

La vitesse de propagation des ondes superficielles correspond, en effet, assez bien avec les vitesses de propagation, au travers des roches de conductibilité variée, d'ébranlements artificiels, telles qu'elles ont été mesurées par divers auteurs, en particulier par Fouqué et Michel-Lévy [9], par Abbott, par Magaoka et Kusakabe. Par contre, les vitesses des ondes longitudinales et transversales indiquent la translation à travers *un milieu plus rigide que l'acier*. C'est là une confirmation tout à fait éclatante des résultats auxquels, comme on l'a vu à la fin du chapitre précédent, les géologues et les physiciens ont été conduits, par des considérations d'un ordre tout différent, sur la constitution du noyau central de la Terre, autrement dit de la barysphère. On conçoit aisément, dans cette hypothèse d'uu noyau interne rigide, que la vitesse de propagation des ondes longitudinales et transversales s'accroisse avec la distance qui sépare le lieu d'observation du point ébranlé par le tremblement de terre, car la ligne qui réunit ces deux points de la surface terrestre traverse un milieu d'autant plus dense et meilleur conducteur que sa longueur se rapproche du diamètre d'un grand cercle.

Partant de ces principes, on a pu construire des graphiques qui permettent de déterminer avec une approximation très satisfaisante la longueur de l'arc qui réunit le lieu d'observation à l'épicentre du tremblement de terre. En combinant les données fournies par plusieurs sismographes suffisamment distants l'un de l'autre, on peut préciser alors les coordonnées géographiques de cet épicentre[1].

L'un des principaux résultats auxquels a conduit l'application de cette méthode a été d'établir avec certitude qu'*un très grand nombre de tremblements de terre ont leur épicentre en pleine mer*, non pas au milieu des océans, mais au large, à une certaine distance des côtes qui sont le plus fréquemment ébranlées. C'est là une conclusion qui découlait déjà de l'étude des tsunamis du Japon. Les observations de Milne lui donnent une portée plus générale.

Causes des tremblements de terre. — Maintenant que nous connaissons les manifestations extérieures du phénomène sismique et les lois qui régissent la propagation des secousses, nous devons rechercher les causes des tremblements de terre. C'est là une question qui pen-

1. On voit l'intérêt que présente l'existence de stations sismiques nombreuses : aussi un mouvement très accentué dans le sens de leur multiplication s'est-il produit dans les vingt dernières années dans la plupart des pays civilisés. La France y est restée malheureusement étrangère jusqu'à une date très récente et, pendant longtemps, le sismographe de l'Université de Grenoble a été le seul qui fonctionnât dans notre pays.

dant longtemps a divisé les géologues, mais qui aujourd'hui peut être considérée comme résolue.

On peut tout d'abord mettre entièrement à part certains tremblements de terre tout à fait locaux, d'une intensité généralement assez faible, qui résultent de l'*effondrement de cavités souterraines*, telles que les cavernes des pays calcaires, ou d'affaissements brusques, consécutifs de la dissolution souterraine, par les eaux d'infiltration, d'amas de gypse ou de sel gemme. Ces phénomènes de tassement sont comparables à ceux qui se produisent quelquefois dans les mines et ne se font sentir qu'à une faible distance du point où a lieu l'effondrement. Leur nombre est tout à fait insignifiant.

Pendant longtemps on a admis presque comme un dogme l'*origine volcanique* des tremblements de terre. On connaît le rôle capital joué par les phénomènes explosifs dans les éruptions volcaniques; l'expérience montre qu'ils sont accompagnés d'ébranlements du sol en tous points comparables aux phénomènes sismiques, au moins en ce qui concerne leurs effets dans un rayon d'action peu étendu; car, si violentes que soient les secousses causées par les explosions souterraines ou superficielles, elles ne se font sentir qu'à une faible distance de leur lieu d'origine. Ainsi l'explosion formidable, qui, en 1888, détruisit complètement un des cônes latéraux du Bandaï-San, au Japon, donna lieu à une secousse sismique qui, d'après Yamasaki, n'affecta que la cinquantième partie de la superficie ébranlée par le tremblement de terre de 1891. Il ne peut être question de voir dans les phénomènes volcaniques et en particulier dans les explosions la cause générale des phénomènes sismiques, car un grand nombre de tremblements de terre, et notamment les plus énergiques et ceux dont les effets s'étendirent aux plus grandes surfaces, n'ont été accompagnés d'aucune manifestation éruptive. De plus, il existe des régions très fréquemment ébranlées où l'on ne connaît même pas de volcans en activité.

Le voisinage de la mer n'est pas plus indispensable aux manifestations sismiques qu'il ne l'est aux manifestations volcaniques. Cependant, on a longtemps considéré l'infiltration de l'eau de mer dans les fentes de la lithosphère comme une condition nécessaire à l'un et à l'autre phénomène.

Aux deux catégories des tremblements de terre d'effondrement et des tremblements de terre volcaniques, les géologues autrichiens en ont ajouté une troisième, qui est de beaucoup la plus importante, celle des *tremblements de terre tectoniques*. C'est Ami Boué qui, le premier, dès 1851, avait entrevu la corrélation entre les mouvements

orogéniques et les mouvements sismiques, mais c'est aux belles études d'Ed. Suess sur les tremblements de la Basse-Autriche [1] et de l'Italie méridionale [2] qu'est due la démonstration de la dépendance étroite qui unit les deux phénomènes. Dans le premier mémoire, Suess a pu mettre en évidence l'existence de trois « lignes de choc », le long desquelles sont situés les épicentres de la plupart des tremblements de terre qui ont affecté la région : la ligne de la Kamp, la ligne thermale et la ligne de la Mürz (fig. 138). Les deux dernières correspondent à d'importantes dislocations, l'une transversale, l'autre longitudinale, des Alpes orientales. Quant à la première, nous y reviendrons plus loin.

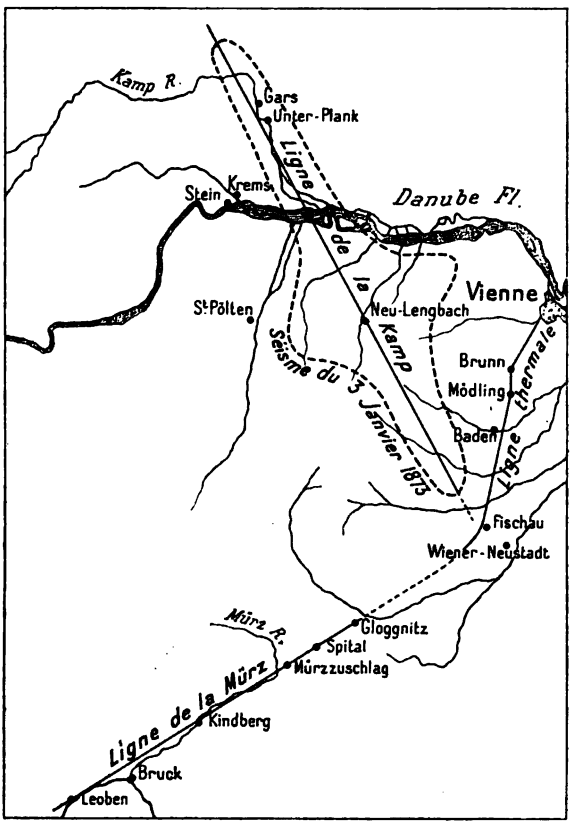


Fig. 138. — « Lignes de choc » de la Basse-Autriche (d'après E. Suess).

Dans le second mémoire, Suess établit qu'un grand nombre de tremblements de terre de la Calabre et de la Sicile ont leurs épicentres disposés sur un vaste arc de cercle qui a pour centre les îles Lipari et le long duquel l'écorce terrestre s'affaisse en forme de cuvette. Il se produit en même temps des failles radiales, qui viennent converger sur les îles Lipari et que jalonnent également de nombreux centres de tremblements de terre (fig. 139).

D'autres exemples ont été cités par le même auteur [0, 22], ils confirment ces résultats et conduisent à une classification tectonique des tremblements de terre sur laquelle nous reviendrons.

Avant d'exposer les lois de la Géographie sismique, qui mettront mieux encore en évidence les relations entre les ébranlements et les mouvements orogéniques, nous devons dire quelques mots de la prétendue dépendance qui existerait entre les tremblements de terre et certains phénomènes extérieurs à l'écorce terrestre.

On a cherché dans les statistiques des preuves d'une périodicité

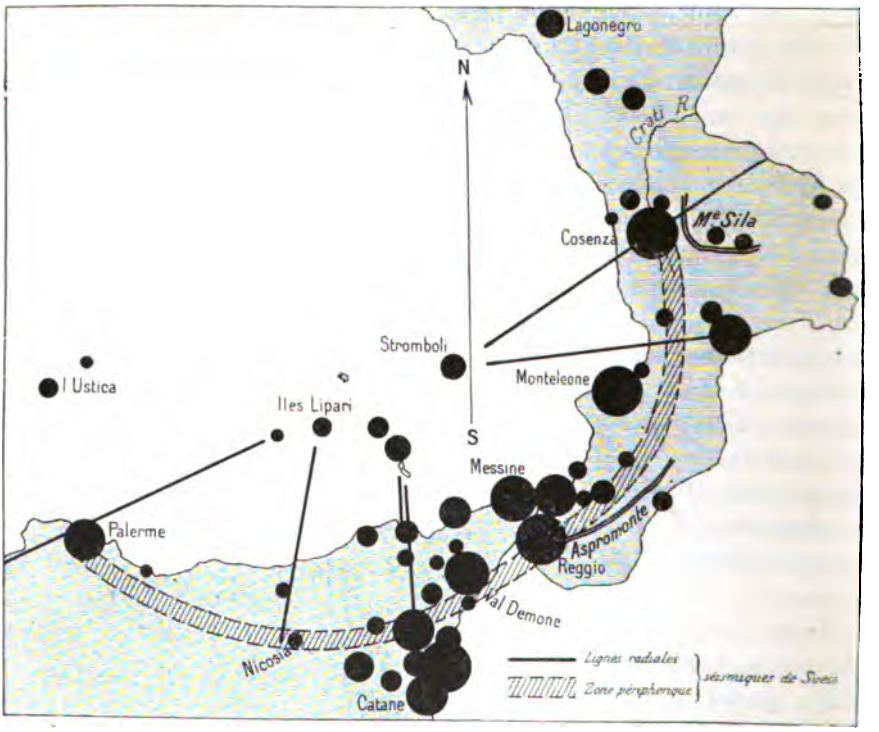


Fig. 139. — Relation des tremblements de terre de la Calabre et de la Sicile avec les dislocations. Le diamètre des cercles noirs est proportionnel à la fréquence des sismes (d'après E. Suess et F. de Montessus de Ballore).

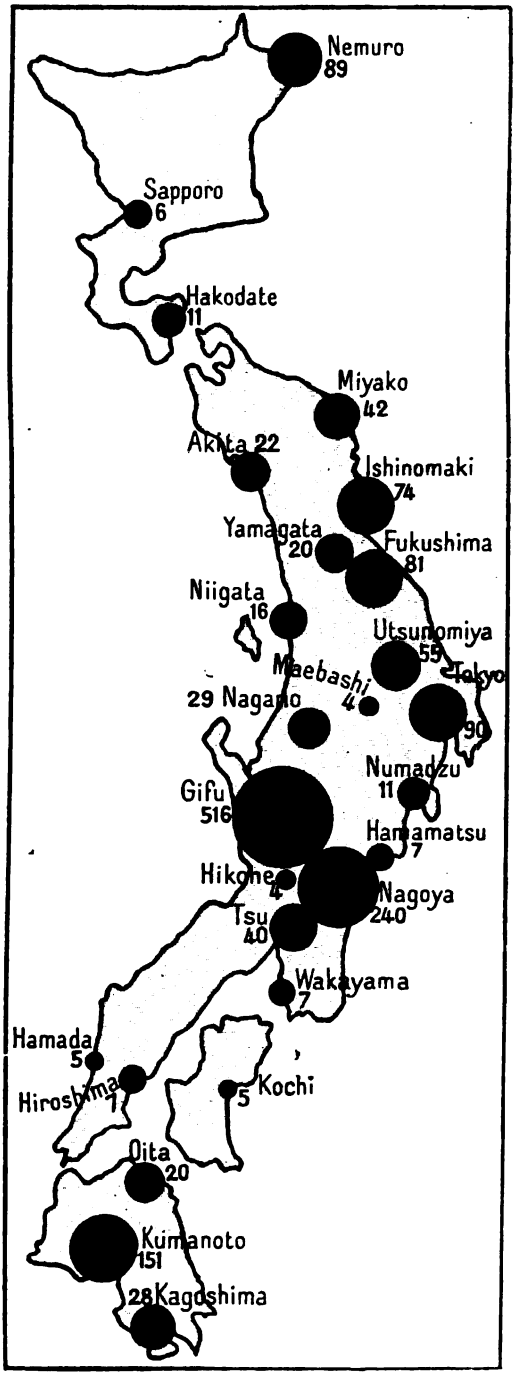
séculaire dans la fréquence des tremblements de terre. D'autres auteurs ont cru à une répartition saisonnière du phénomène, au moins dans les régions tempérées, où l'on constaterait un maximum hivernal. D'autres ont érigé en principe la coïncidence entre les graves perturbations météorologiques et les tremblements de terre. Perrey et Falb ont voulu trouver des rapports entre les mouvements de la Lune et les phénomènes sismiques. On a également cherché à établir une relation entre les variations annuelles périodiques de la ligne des pôles terrestres et la fréquence annuelle générale des grands trem-

blements de terre. Toutes ces prétendues coïncidences ont été discutées par Montessus de Ballore [20, chap. VIII], qui en a fait justice et conclut dans les termes suivants : « Que reste-t-il des innombrables travaux consacrés à la recherche des relations supposées, souvent *a priori* ou sur la foi de quelques coïncidences fortuites, entre les tremblements de terre et des phénomènes variés extérieurs à l'écorce terrestre? Rien ou presque rien. C'est peut-être une moitié de la littérature séismologique qui disparaît ainsi, sans retour, on devrait l'espérer; et quels progrès auraient été faits, si on avait consacré autant d'efforts à la recherche des influences géologiques sur la genèse des ébranlements du sol, au lieu de s'attarder dans ces voies décevantes. »

Répartition géographique des sismes et relations avec les dislocations de l'écorce terrestre. — Montessus de Ballore a consacré un important ouvrage à la « Géographie séismologique » [17]. Dans cette minutieuse enquête sur la fréquence des mouvements sismiques dans toutes les parties du Globe, il passe successivement en revue les différentes aires continentales et les géosynclinaux, en faisant usage de la nomenclature proposée par l'auteur en 1900 [XII, 12] et employée dans le présent volume. Nous ne pouvons suivre ici la même méthode analytique d'exposition, car ce livre n'est pas un traité de Géologie régionale et nous ne devons pas perdre de vue que nous poursuivons en première ligne la connaissance approfondie des phénomènes eux-mêmes. Nous classerons donc les tremblements de terre tectoniques, comme nous avons fait pour les dislocations, distinguant ceux qui correspondent à des mouvements tangentiels et ceux qui résultent des mouvements verticaux de l'écorce terrestre. Nous commencerons par cette seconde catégorie.

Mouvements verticaux. — On a vu plus haut que les tassements par rémission des forces tangentielles dans les voussoirs de l'écorce terrestre se traduisent par la naissance de failles. Il est difficile d'imaginer qu'ils se sont produits autrement que par saccades et on ne peut guère douter que ces mouvements aient été accompagnés d'ébranlements. D'ailleurs, on a vu se former, lors de grands tremblements de terre, des cassures accompagnées de rejet, c'est-à-dire de véritables failles (pl. XXXIII, 2). D'autre part, plusieurs lignes de fracture, particulièrement importantes, sont jalonnées par des épicentres de tremblements de terre ou fonctionnent comme tels sur toute leur longueur.

Dans les pays d'architecture tabulaire, les sismes sont plutôt rares.



c'est ce que Montessus de Ballore constate en affirmant la grande stabilité des aires continentales. Cependant la grande faille qui accompagne la côte est de Madagascar paraît correspondre à une ligne de chocs fréquents, quoique peu intenses. De même, la faille éthiopienne et sa continuation dans la mer Rouge et la vallée du Jourdain coïncident avec une zone d'ébranlements, qui comprend les centres du Liban et du plateau d'Abyssinie. L'Islande présente, d'après Thoroddsen, des régions sismiques qui se confondent avec des compartiments délimités par des failles. Le fossé rhénan, entre Bâle et Mayence, a été fréquemment ébranlé par des tremblements de terre, peu intenses il est vrai. L'aire ébranlée par la secousse du 22 janvier 1896 est exactement délimitée par le contour du massif ancien de la Forêt-Noire, ainsi qu'il résulte des documents publiés par K. Futterer. On peut voir dans ce fait la preuve que, le cas échéant, un horst peut être affecté, dans

Fig. 140. — Carte montrant le degré de répartition des tremblements de terre au Japon. Le diamètre des cercles noirs est proportionnel à leur fréquence. Les chiffres indiquent les nombres annuels moyens de sismes aux principales stations sismologiques (figure extraite de F. de Montessus de Ballore, *la Géographie séismologique*).

toute son étendue, par des mouvements sismiques, tandis que les régions affaissées sur sa périphérie demeurent à peu près stables.

Les failles longitudinales des chaînes anciennes peuvent aussi fonctionner quelquefois comme lignes de chocs. Les fractures du canal Calédonien, en Écosse, sont dans ce cas.

Ce sont surtout les cassures correspondant aux arêtes de rebroussement des plissements en guirlandes qui sont remarquables par leur grande sismicité. Le fait est particulièrement frappant pour les chaînes tertiaires qui entourent le continent asiatique. La « Grande Fosse » du Japon est une des régions les plus ébranlées du Globe (fig. 140). Les tremblements de terre de l'Inde sont presque tous localisés dans les angles où s'opère la jonction de l'arc Himalayen avec l'arc Iranien, d'une part, avec l'arc Malais, de l'autre. On n'a pas suffisamment insisté jusqu'ici sur cette dépendance étroite entre les jonctions et certaines lignes de chocs. Elle se retrouve d'ailleurs dans les plissements anciens, car l'épicentre du tremblement de terre scandinave du 23 octobre 1904 est situé dans l'axe du fossé de Christiania et les essaims de secousses du Vogtland se produisent dans l'angle formé par l'Erzgebirge et le Thüringer Wald. Enfin, on pourrait se demander si la ligne de la Kamp, dans la Basse-Autriche, dont il a été question plus haut, ne correspond pas, en profondeur, à une arête de rebroussement des plis armoricains-varisques, aujourd'hui cachée par les plissements alpins.

Mouvements tangentiels. — Les sismes dus à des mouvements tangentiels de l'écorce terrestre sont certainement plus fréquents et plus intenses que ceux résultant de mouvements verticaux, qui prennent naissance sur des failles. Cependant ces secousses paraissent aujourd'hui principalement localisées dans les chaînes récentes, dont la formation est à peu près contemporaine de la chaîne des Alpes, et les chaînes anciennes ne sont sans doute plus affectées que par des secousses dues à des tassements. Il n'y a rien d'étonnant, dès lors, que Montessus de Ballore [17] constate la très grande fréquence des tremblements de terre sur l'emplacement des géosynclinaux de l'ère Secondaire, car, on s'en souvient, les plissements de l'ère Tertiaire sont précisément localisés sur ces zones essentiellement mobiles de la lithosphère. Les géosynclinaux renfermeraient même à eux seuls, à 2 ou 3 exceptions douteuses près, toutes les régions sismiques qui, par conséquent, les caractériseraient. Dès 1903, une statistique portant sur 159 781 sismes avait conduit Montessus de Ballore à la loi suivante :

L'écorce terrestre tremble à peu près également et presque unique-

ment le long de deux étroites zones, qui se couchent suivant deux grands cercles (au sens géométrique du mot) *faisant entre eux un angle d'environ* 67°. Le cercle méditerranéen ou alpino-caucasien-himalayen renferme 53,54 °/₀ des sismes, le cercle circumpacifique ou ando-japonais-malais, 41,08 °/₀.

La conclusion formulée dans cette loi est inattaquable, mais l'assimilation des deux grands cercles aux géosynclinaux de l'ère Secondaire ne saurait être acceptée que comme une approximation et sous certaines réserves. Si l'on voulait en déduire que 94 °/₀ des tremblements de terre ont leur centre dans la zone des plissements tertiaires, on s'écarterait certainement de la vérité, quelque grande que soit d'ailleurs la sismicité des chaînes réunies d'ordinaire sous la rubrique des plissements alpins. Il suffit de citer des régions telles que l'Apennin, les Alpes orientales, le Turkestan, les chaînes côtières de la Californie, sans parler des chaînes fortement volcanisées, telles que les îles de la Sonde, le Japon, les Andes, pour se convaincre que cette grande sismicité des plissements tertiaires est bien réelle.

Il est difficile toutefois d'y faire toujours le départ des secousses qui reviennent réellement aux mouvements tangentiels et de celles qui sont imputables à des effondrements postérieurs au plissement. Ainsi, il est difficile de savoir si la ligne de la Mürz (fig. 138), dans les Alpes orientales, correspond à une véritable faille ou si elle est en relation avec le bord d'une nappe de charriage. De même, on peut se demander si les lignes de chocs transversales qui traversent la zone des Alpes calcaires méridionales, et dont la ligne de Belluno est une des plus importantes, sont à envisager comme des décrochements ou comme des failles de tassement. D'autre part, il est à peu près certain que la plupart des tremblements de terre des Karpates, de l'Apennin, de la chaîne Bétique, de l'Atlas tellien, des Antilles, sont dus à la continuation des mouvements d'effondrement des massifs anciens en « ovales méditerranéens », autour desquels se sont moulées ces chaînes.

Quoi qu'il en soit, on devra distinguer, dans les secousses qui résultent réellement d'une continuation ou d'un réveil du phénomène de plissement, celles qui coïncident avec la présence d'un décrochement transversal et celles qui prennent naissance sur une surface de chevauchement. Suess [0, 22, I, p. 226] cite comme exemple des *tremblements de terre par décrochement* ceux qui ont eu lieu depuis 1590 sur la ligne de la Kamp (fig. 138), et il pense que le tremblement de terre de la Belgique du 23 février 1828, qui suivit exactement la direction des bassins houillers, doit être considéré comme

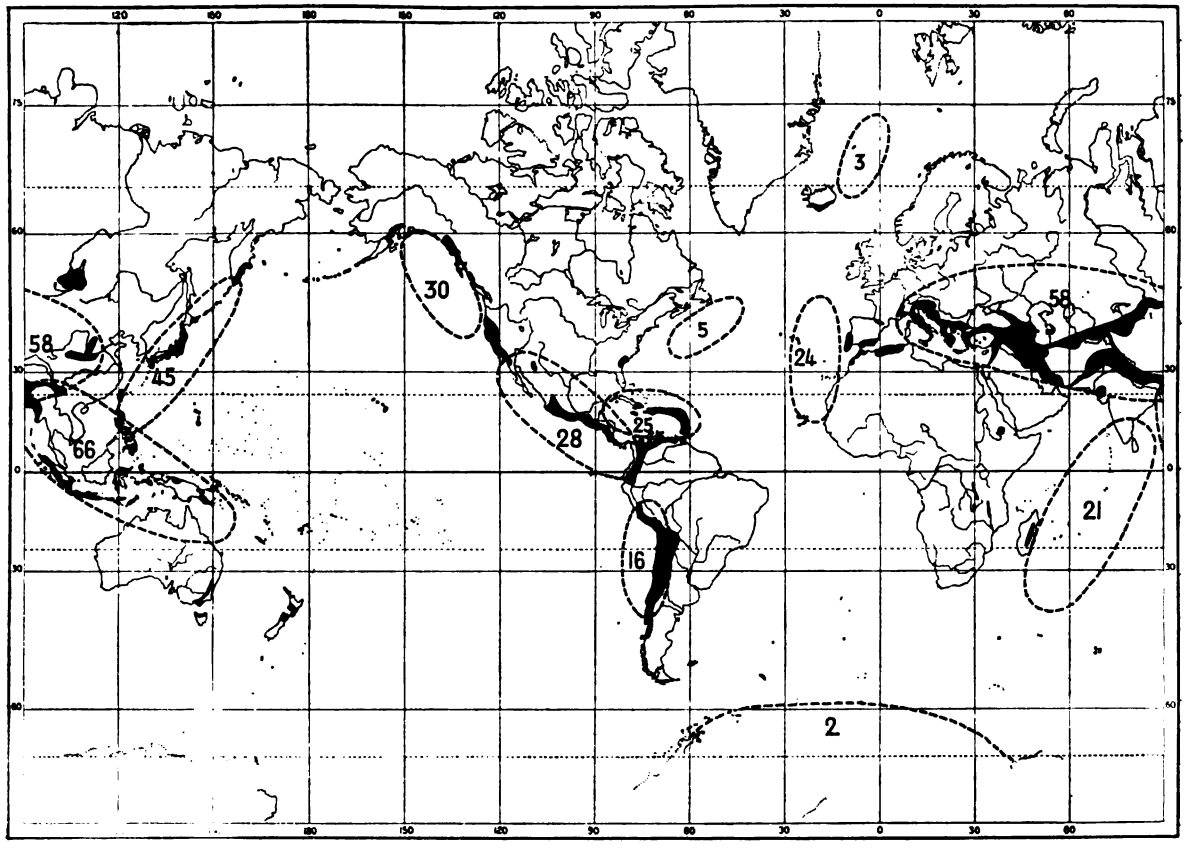


Fig. 141. — Régions sismiques, en noir (d'après Montessus de Ballore) et aires d'où sont originaires les 323 principaux sismes observés de 1899 à 1903 dans les observatoires (d'après Milne).

un exemple de *tremblement de terre par chevauchement*. Il y a encore fort à faire pour appliquer une pareille classification dans toutes les chaînes tertiaires affectées par des sismes. Mais on peut dès à présent affirmer que *les mouvements orogéniques se continuent encore de nos jours et se manifestent sous la forme de tremblements de terre.*

Origine des tremblements de terre sous-marins. — La fréquence des mouvements sismiques dans les chaînes qui contournent des « ovales méditerranéens » encore en voie d'effondrement nous montre que souvent le centre des secousses est situé en dehors des zones où l'ébranlement est perceptible. Souvent il est situé en mer, sur l'emplacement même de l'aire d'effondrement. Sur un grand nombre de côtes, toutefois, rien ne permet de supposer l'existence d'un massif ancien disparu par saccades sous les eaux de la mer et cependant ces côtes sont périodiquement ravagées et par des tremblements de terre et par des vagues sismiques ou tsunamis. L'étude des sismogrammes permet de conclure avec certitude que l'origine de ces ébranlements est au large. La carte ci-jointe (fig. 141) montre à la fois l'étendue des régions sismiques (d'après Montessus de Ballore) et les aires d'où sont originaires les 323 principaux sismes observés de 1899 à 1903 dans les observatoires (d'après Milne). On ne peut manquer d'être frappé de l'extraordinaire coïncidence entre la répartition des tsunamis et l'existence des fosses périphériques des océans, en particulier sur les côtes du Pacifique. Montessus de Ballore avait du reste établi depuis longtemps que, sur les rivages, *la sismicité est proportionnelle à la raideur des versants*. On peut constater aussi, ce qui revient au même, la rareté des vagues sismiques sur les côtes du type atlantique. La conclusion qui s'impose, c'est que les fosses abyssales qui bordent les continents sont des régions d'une extraordinaire sismicité. On peut même aller plus loin et émettre l'hypothèse que *l'origine des tsunamis et des secousses qui affectent les régions littorales réside dans l'approfondissement par saccades des fosses périphériques des océans.* Ces fosses, nous les avons assimilées à des géosynclinaux qui auraient persisté jusqu'à l'époque actuelle sur le bord des géosynclinaux de l'ère Secondaire. L'étude des tremblements de terre vient nous confirmer dans cette manière de voir.

La loi de Montessus de Ballore ne peut dès lors être maintenue que sous sa forme primitive, car les épicentres d'un très grand nombre de tremblements de terre sont situés *en dehors* des géosynclinaux de l'ère Secondaire. Mais en même temps se trouve mise en

évidence la formation de nouveaux géosynclinaux sur le bord même des zones de plissement datant d'une période antérieure. Nous conclurons également que le phénomène des tremblements de terre est lié à *toutes* les manifestations du diastrophisme.

---

1. — Ed. Suess. Die Erdbeben Niederösterreichs. *Denkschr. d. math.-naturw. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien.* XXXIII, p. 1-38, pl. I, II, 1873.

2. — Id. Die Erdbeben des südlichen Italien. *Ibid.*, XXXIV, p. 1-32, pl. I-III, 1874.

3. — A. von Lasaulx. Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. Oktober 1873. Ein Beitrag zur exakten Geologie. 1 vol. in-8°, 157 p., 1 carte, 3 pl. Bonn, 1874.

4. — Id. Das Erdbeben von Herzogenrath am 24. Juni 1877. 1 vol. in-8°, 79 p., 1 pl. Bonn, 1878.

5. — R. Hoernes. Erdbeben-Studien. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XXVIII, p. 387-448, 5 fig., pl. XI, 1878.

6. — G. Pilar. Grundzüge der Abyssodynamik, zugleich ein Beitrag zu der durch das Agramer Erdbeben vom 9. Nov. 1880 neu angeregten Erdbebenfrage. In-8°, 221 p., 31 fig. Agram, 1881.

7. — A. von Lasaulx. Die Erdbeben. *Kenngotts Handwörterb. d. Miner., Geol. u. Palaeont.*, I, 295-365, 9 fig. Breslau, 1885.

8. — F. Fouqué. Les tremblements de terre. *Bibl. scient. contemporaine*, 1 vol. in-16, 328 p., 44 fig. Paris, 1888.

9. — Mission d'Andalousie. Études relatives au tremblement de terre du 25 décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses. *Mém. présentés par divers savants à l'Acad. des Sciences*, XXX, n° 2, 772 p., fig., 42 pl. 1889.

10. — R. Hoernes. Die Erdbebenkunde. 1 vol. in-8°, 452 p., 52 fig., 2 pl. Leipzig, 1893.

11. — John Milne. Seismology. *Intern. Scient. Series*, LXXXV, 1 vol. in-8°, xvi + 320 p., 53 fig. London, 1898.

12. — Ehlert. Zusammenstellung, Erläuterung und kritische Beurtheilung der wichtigsten Seismometer mit besonderer Berücksichtigung ihrer praktischen Verwendbarkeit. *Beitr. zur Geophysik*, III, p. 350-476, 91 fig., 2 tabl., 1898.

13. — Wilhelm Branco. Wirkungen und Ursachen der Erdbeben. Rede am Geburtstage S. M. des Kaisers... gehalten am 27. Januar 1902. 1 br., in-4°, 117 p. Berlin, 1902.

14. — A. de Lapparent. Le progrès des études sismologiques. *Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et d'Hydrol.*, XVII, p. 77-90, 1903.

15. — Clarence Edw. Dutton. Earthquakes in the light of new Seismology. *The Progressive Science Series.* 1 vol. in-8°, xxiii + 314 p., 63 fig., 10 pl. London, 1894.

16. — A. Sieberg. Handbuch der Erdbebenkunde. 1 vol. in-8°, 362 p., 113 fig. Braunschweig, 1904.

17. — F. de Montessus de Ballore. Les tremblements de terre. Géographie séismologique. 1 vol. in-8°, 475 p., 89 fig., 3 pl. Paris, 1906.

18. — Will. H. Hobbs. On some principles of seismic geology, with an introduction by E. Suess. *Beitr. zur Geophys.*, VIII, p. 219-292, pl. II, 10 fig., 1907.

19. — Id. The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and Northeastern Sicily, a study in orientation, with an introduction by the Count de Montessus de Ballore. *Ibid.*, VIII, p. 293-362, pl. III-XII, 3 fig., 1907.

20. — F. de Montessus de Ballore. La Science séismologique. 1 vol. in-8°, 570 p., 222 fig. Paris, 1907.

V. aussi : 0,1-9; 0,22; XVIII, 2.

CHAPITRE XXIII

LES EAUX SOUTERRAINES

Les eaux souterraines. — Nappes aquifères. — Sources. — Phénomènes de dissolution. — Phénomènes d'hydratation. — Phénomènes d'oxydation. — Décomposition des silicates. — Dépôts souterrains. — Cimentation.

Après avoir traité successivement, dans deux séries de chapitres, des phénomènes de lithogénèse et d'orogénèse, qui aboutissent à la formation de rides montagneuses, nous devons rechercher maintenant comment les agents dynamiques externes sculptent ces reliefs, comment prend naissance le modelé de la surface terrestre. Ce sont les phénomènes de *glyptogénèse* dont nous allons aborder l'étude.

Les eaux souterraines, les agents atmosphériques, les eaux courantes, les glaciers, les vagues du littoral, tels sont les agents dynamiques externes qui entrent en jeu dans la phase de glyptogénèse du cycle des phénomènes géologiques. Chacun d'eux va faire l'objet d'un chapitre spécial. Nous commençons par les eaux souterraines.

Les eaux souterraines. — Les précipitations atmosphériques qui tombent à la surface du sol, à l'état liquide ou à l'état solide, fournissent une certaine quantité d'eau, dont une grande partie (2/3 — 4/5) s'évapore ou est fixée par les végétaux; dont une autre partie ruisselle sur les pentes, pour se réunir en filets, qui donnent naissance à des cours d'eau; tandis que le reste s'infiltre dans les couches superficielles de l'écorce. C'est seulement de cette troisième part que nous avons à nous occuper pour le moment.

Les eaux météoriques qui tombent sur un sol imperméable restent stagnantes, si la surface est horizontale; elles vont aux rivières par ruissellement, si la pente est suffisante. Celles qui tombent sur des couches perméables s'infiltrent dans le sol; il en est de même de celles qui tombent sur des roches très fissurées.

Les argiles sont, par excellence, des roches imperméables; les granites non fissurés se comportent à peu près de même; les sables, les grès, les arkoses, les graviers, les tufs volcaniques sont des roches essentiellement perméables; les calcaires, les roches éruptives fissurées laissent pénétrer l'eau par les diaclases ou par les fissures de retrait.

L'eau d'infiltration, sollicitée par la pesanteur, tend à descendre à un niveau aussi bas que possible, en profitant de tous les vides qui existent dans les roches, sous la forme de pores ou de fissures. Mais, à partir d'une certaine profondeur, en raison de la pression, il ne peut plus exister de vides, de sorte que l'eau d'infiltration ne descend pas à des profondeurs indéfinies. On évalue d'ordinaire à 10 000 ou 12 000 m la limite inférieure de pénétration des eaux d'imbibition. A cette profondeur, la température est voisine de 365°, c'est-à-dire qu'elle atteint le point critique de l'eau. Au delà l'eau est à l'état de vapeur et l'on peut admettre que les conditions présidant au métamorphisme des roches, dont il a été question dans un précédent chapitre, commencent à s'établir.

D'autre part, la saturation des roches par l'eau d'infiltration n'est pas réalisée dans la zone tout à fait superficielle de l'écorce terrestre. L'évaporation cause une certaine déperdition, de sorte que ce n'est qu'à une profondeur variable au-dessous de la surface que l'imprégnation est complète et permanente. C'est là que les puits viennent trouver l'eau, et c'est pourquoi Daubrée [2] a donné le nom de *nappe phréatique*[1] à cette nappe d'infiltration, dont la surface supérieure est aussi appelée *niveau hydrostatique* ou *surface piézométrique*.

Au-dessus de ce niveau, les eaux circulent sans cesse, elles sont chargées d'oxygène et d'acide carbonique, de sorte qu'elles dissolvent les substances solubles qu'elles rencontrent sur leur chemin et amènent des modifications profondes dans la composition chimique des roches superficielles qu'elles traversent. Pour cette raison, on a donné le nom de *zone d'altération* à cette couche supérieure de l'écorce terrestre située au-dessus du niveau hydrostatique.

Au-dessous, l'imprégnation des couches par l'eau d'infiltration est constante et générale; par suite, la circulation est extrêmement lente [1, 5]. L'oxygène et l'acide carbonique n'existent plus qu'en quantité minime. Il en résulte que les phénomènes d'altération sont presque nuls et que les phénomènes de dissolution font place à des

1. De φρέας, φρέατος, puits.

phénomènes de dépôt. Les vides des roches sont remplis par un ciment cristallin, formé par voie aqueuse. C'est la *zone de cimentation*[1], que l'on pourrait aussi appeler « zone d'induration ».

Van Hise [XIII, 27] réunit la région d'altération et la région de cimentation sous le nom de *zone de catamorphisme*, par opposition

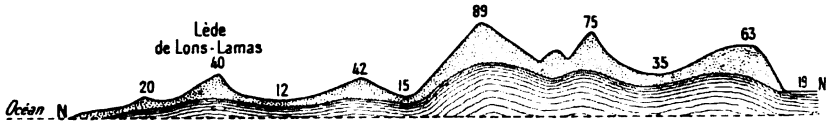


Fig. 142. — Coupe de la chaîne des dunes près de l'étang de Cazau, au sud d'Arcachon, montrant la disposition ondulée de la nappe phréatique (d'après A. Daubrée).
Échelle des hauteurs sextuple de celle des longueurs.

à la zone sous-jacente, sans eau d'infiltration, qui est sa *zone d'anamorphisme*.

Nous étudierons plus loin les phénomènes chimiques dont la zone d'altération et la zone de cimentation sont le théâtre. Il nous faut tout d'abord examiner les modifications de forme et de position que peut présenter la surface hydrostatique qui les délimite.

Dans un pays absolument plat, constitué jusqu'à une profondeur indéterminée par des roches perméables, la surface de la nappe phréa-

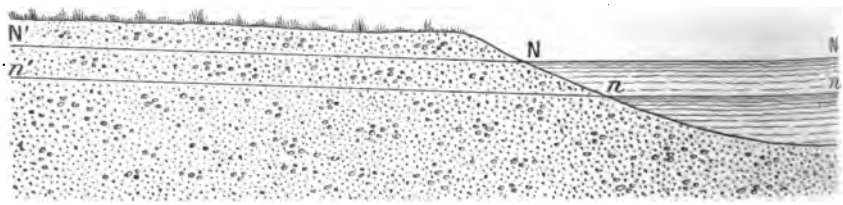


Fig. 143. — Variations du niveau hydrostatique dans les alluvions de la vallée du Rhin, à la hauteur de Strasbourg (d'après A. Daubrée).
nn, niveau du Rhin aux basses eaux; NN, *id.*, aux hautes eaux; *nn'*, NN', hauteurs correspondantes du niveau hydrostatique.

tique est plane et parallèle à la surface du sol; mais, dans un pays ondulé, les dépressions exercent sur la nappe une action de drainage, de sorte que son niveau hydrostatique viendra aboutir aux thalwegs des vallées et se relèvera sous les saillies, grâce aussi aux actions capillaires qui agissent en sens inverse de la pesanteur. *La surface de la nappe phréatique, au lieu d'être parallèle à la surface du sol, suivra ses ondulations, mais en les atténuant.* Les dunes offrent d'après

1. Il importe de ne pas confondre cette zone avec la *zone de cémentation*, que distinguent les mineurs.

Daubrée, un exemple très net de cette particularité (fig. 142). Les eaux météoriques qui s'infiltrent dans le sable y forment une nappe, dont la surface supérieure est ondulée comme celle des dunes, mais avec des ondulations beaucoup moins prononcées.

La profondeur de la nappe varie avec le climat et avec la saison [2, 4]. Divers indices permettent de croire que dans l'Europe centrale la surface de la nappe tend à s'abaisser de plus en plus, de sorte qu'on a parlé même d'un *desséchement de la terre* [11]. La diminution des chutes de neige n'est sans doute pas étrangère à cette descente progressive, mais la cause principale doit résider dans la diminution des jachères, et dans la culture intensive, qui entraîne une évaporation plus active. Dans les régions désertiques, la profondeur de la nappe phréatique est beaucoup plus grande que dans les pays à climat humide; dans la saison sèche, elle se tient plus bas que dans la saison des pluies. Dans les grandes vallées drainées par des cours d'eau à régime variable, le niveau hydrostatique s'élève ou s'abaisse, suivant que la rivière est en crue ou en basses eaux (fig. 143).

Nappes aquifères. — Nous avons supposé, dans ce qui précède, que les terrains dans lesquels s'infiltre l'eau météorique sont perméables et à peu près homogènes, au moins jusqu'à la limite inférieure de la nappe d'imprégnation, supposée continue. C'est là toutefois l'exception et ces conditions ne sont guère réalisées que dans les massifs granitiques étendus et dans les grandes plaines où une épaisse couche d'alluvions repose sur des couches elles-mêmes perméables.

Les assises extérieures de l'écorce terrestre se composent en général de couches alternativement perméables ou imperméables, tantôt horizontales, tantôt inclinées. Les eaux d'infiltration sont de ce fait localisées dans les couches perméables, elles s'infiltrent dans le sol jusqu'à ce qu'elles rencontrent une couche imperméable qui les retient. Il se forme alors, à la limite inférieure de la couche perméable, ce que l'on appelle une *nappe aquifère* ou un *niveau d'eau*. Une nappe aquifère peut être comprise entre deux couches imperméables, la couche perméable étant tout entière saturée d'eau. Il peut y avoir, sur une même verticale, un plus ou moins grand nombre de nappes aquifères superposées et séparées par des couches imperméables.

Dans les terrains fissurés, et en particulier dans les calcaires, l'eau ne circule pas sous la forme de véritables nappes; elle suit d'abord les fissures, puis un réseau de canaux qui ne tardent pas à se réunir

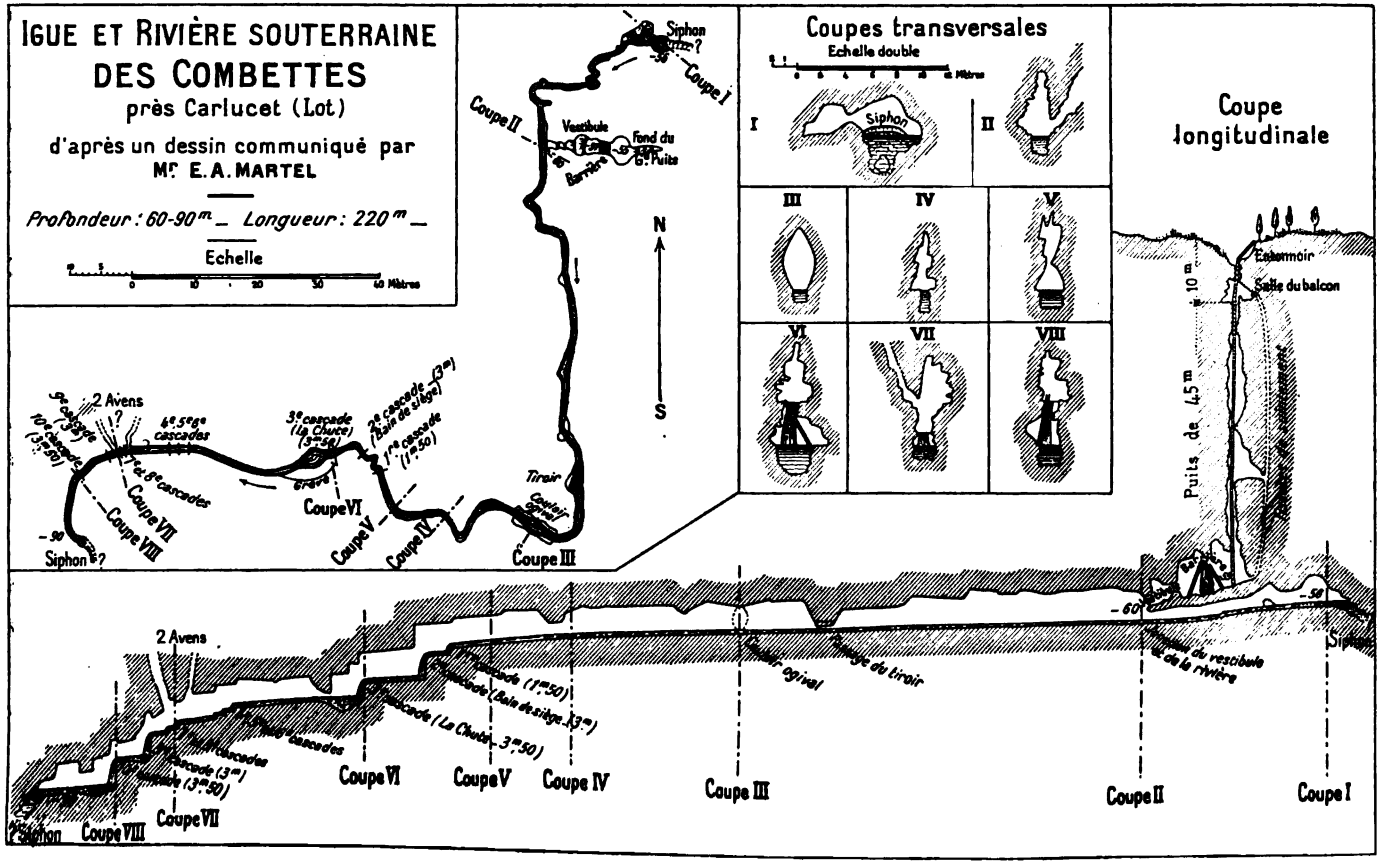

IGUE ET RIVIÈRE SOUTERRAINE
DES COMBETTES
près Carlucet (Lot)
d'après un dessin communiqué par
Mr E. A. MARTEL
Profondeur : 60-90m — Longueur : 220m —
Echelle
Coupes transversales
Echelle double
Coupe longitudinale
Siphon
Coupe I
Coupe II
Coupe III
Coupe IV
Coupe V
Coupe VI
Coupe VII
Coupe VIII
Vestibule
Fond du 6e Puits
Barrière
Tirair
Gouffre ogival
2 Avens
6e, 5e cascades
3e cascade (La Chute)
2e cascade (Baie de siège)
1re cascade
Entonnoir
Salle du balcon
Puits de 45m
N
S

Fig. 144.

en de véritables *rivières souterraines*, coulant dans des galeries développées surtout en hauteur et en longueur (fig. 144).

L'eau d'une nappe aquifère suit rigoureusement toutes les variations de pente de la couche géologique à laquelle appartient cette nappe. La pesanteur la sollicite à occuper un niveau de plus en plus bas, mais, en vertu du principe des vases communicants, elle remonte les pentes jusqu'à son niveau primitif. Sur ce trajet ascendant elle est donc sous pression et mérite le nom de *nappe captive* que lui a donné Boursault [8]. C'est sur ce principe que sont établis les *puits artésiens*, ainsi nommés parce que l'usage en est répandu depuis longtemps dans l'Artois. Une nappe artésienne est alimentée par l'eau météorique qui s'infiltre dans une couche perméable formant cuvette synclinale, en pénétrant suivant la ligne d'affleurement

Fig. 145. — Coupe schématique d'une nappe artésienne.
p, couches perméables; *i*, couches imperméables; *nn'*, niveau hydrostatique.

de cette couche. L'eau descend jusqu'au point le plus bas de la cuvette, c'est là que le puits artésien vient la chercher, en perforant les couches imperméables qui recouvrent la nappe. Comme elle est sous pression, elle s'élève dans le puits et, si son point de sortie est situé plus bas que les points d'absorption du bord de la cuvette, elle jaillit violemment jusqu'à une hauteur qui n'est guère inférieure à celle du niveau hydrostatique (fig. 145). La nappe est alors dite *jaillissante*. Cette condition est parfaitement réalisée à Paris, qui occupe à peu près le centre de la grande cuvette synclinale qu'est le bassin Parisien. Plusieurs puits artésiens sont allés trouver l'eau, à près de 600 m de profondeur, dans la nappe artésienne constituée par les sables verts de l'Albien, dont l'affleurement se trouve sur la périphérie du bassin. Au début, l'eau jaillissait jusqu'à 40 m environ au-dessus du niveau de la Seine; mais la multiplication de ces puits, — aujourd'hui au nombre de cinq —, en même temps qu'elle réduisait considérablement le débit de chacun, diminuait également la hauteur de la colonne jaillissante.

Sources. — Dans les puits, on atteint au moyen de forages la surface de la nappe phréatique ou celle d'une nappe aquifère et l'on

élève ensuite l'eau à la surface du sol par des moyens mécaniques, sauf dans les cas où le puits rencontre une nappe captive, l'eau s'élevant alors sous pression. Mais il existe dans la nature de nombreux points d'eau, où l'eau arrive au jour par suite de l'intersection de la surface du terrain avec la surface piézométrique ou, ce qui revient au même, avec un niveau aquifère. Ces points d'intersection sont les *sources*. Leur recherche et leur captage font l'objet de l'une des branches les plus importantes de la Géologie appliquée, mais les faits qui les concernent ne peuvent être exposés ici qu'en ce qu'ils ont de plus essentiel.

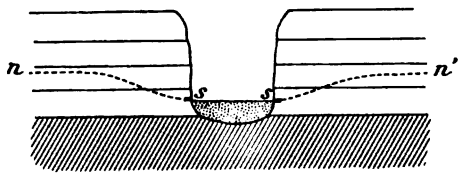


Fig. 146. — Sources de thalweg, *ss*; *nn'*, nappe phréatique.

Une *source de thalweg* n'est autre chose que l'affleurement, au fond d'une vallée, de la nappe d'infiltration générale ou d'une nappe aquifère déterminée par l'existence d'une couche imperméable sous les alluvions de la vallée (fig. 146). La présence de pareilles sources est un fait très général, soit au milieu de la nappe d'alluvions, soit sur les bords de la vallée, au pied des versants dans lesquels elle est encaissée.

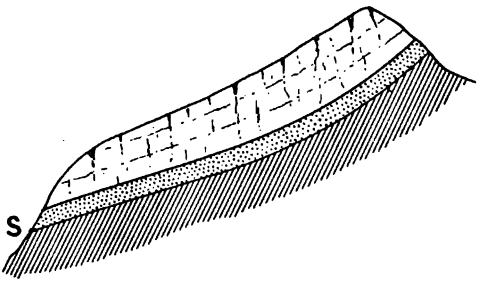


Fig. 147. — Source de déversement, S.

Les *sources d'affleurement* sont produites par l'intersection de la surface inférieure d'une nappe aquifère avec la surface topographique. Elles se trouvent en général à flanc de coteau et l'écoulement de l'eau y est déterminé par la pente de la couche imperméable qui supporte la nappe. Elles peuvent se subdiviser en *sources de déversement*, où l'émergence se trouve au bas de la pente que suit la nappe (fig. 147), et en *sources ascendantes*, où ce point est situé au haut de la pente. Dans ce cas, la couche perméable forme un synclinal (fig. 148) et coupe la surface topographique suivant deux lignes d'affleurement, l'une par où se produit l'absorption des eaux météoriques, l'autre, située plus bas, où l'eau est ramenée au jour en vertu du principe des vases communicants. L'eau peut également remonter le long d'une faille qui coupe un niveau aquifère descendant, pour peu que l'autre lèvre

de la faille soit constituée par des couches imperméables (fig. 149).

Lorsque, par suite de sa pente, une nappe aquifère pénètre à une grande profondeur, pour revenir ensuite au jour dans les conditions tectoniques qui viennent d'être indiquées, l'eau s'échauffe à une température qui est en raison directe de la profondeur et remonte à la surface sans avoir subi un refroidissement sensible. C'est alors une *source thermale*; mais elle appartient à la catégorie que Suess qualifie de *sources vadeuses*, par opposition aux *sources hypogées* [XIX, 7], dont la venue est en relation avec les phénomènes volcaniques. En général, ces sources thermales d'origine superficielle sont beaucoup moins minéralisées que les sources hypogées et leur débit est beaucoup moins régulier. D'après Gümbel les sources de Gastein et de Bormio appartiendraient certainement à cette catégorie. Celles de Pfäffers, près Ragatz, qui jaillissent à 38°,7, sont pour ainsi dire chimiquement pures.

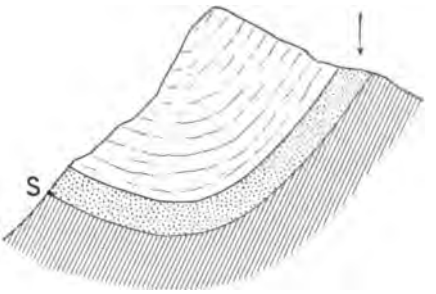


Fig. 148. — Source ascendante, S.

On a vu plus haut que, dans les calcaires fissurés, les rivières souterraines (fig. 144) drainent, par de nombreux canaux convergents, toute la surface des plateaux, où l'eau est absorbée par des crevasses, des entonnoirs et des gouffres, dont le mode de formation sera discuté plus loin. Ces rivières souterraines arrivent au jour par des *sources vauclusiennes*, ainsi nommées d'après la célèbre Fontaine de Vaucluse. Ce ne sont pas, à proprement parler, des sources, aussi E.-A. Martel [13] a-t-il proposé de leur donner le nom de *résurgences*. Leur débit est extraordinairement variable, car souvent elles ne sont que le déversoir du trop-plein de rivières souterraines, qui normalement s'écoulent par d'autres voies, ou bien elles constituent la réapparition de rivières absorbées dans des *pertes* ou dans des *bétoires* et devenues souterraines sur une partie de leur cours (pl. XXXIV, 1).

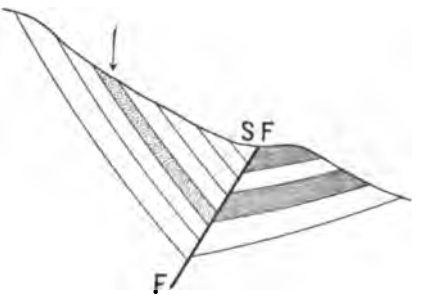


Fig. 149. — Source (S) remontant le long d'une faille (FF).

Le trajet des rivières souterraines a pu être établi soit par l'explo-

ration directe, soit par le colorage des eaux à la fluorescéine. On a pu montrer avec évidence, par cette dernière méthode, le danger de contamination que présentent les résurgences, car, contrairement à ce qui se passe pour les terrains perméables d'où sortent les véritables sources, les calcaires fissurés ne filtrent pas les eaux qui circulent dans leurs crevasses. La nécessité d'établir un périmètre de protection s'étendant à tout le bassin d'alimentation s'impose donc pour les sources vauclusiennes plus encore que pour les sources ordinaires.

Phénomènes de dissolution. — L'eau est à la surface de la Terre l'agent chimique le plus actif, grâce aux sels et aux gaz qu'elle renferme en dissolution. A l'état de pureté, elle ne dissout que les chlorures et les sulfates, ainsi que les carbonates alcalins; mais, chargée d'acide carbonique, elle dissout tous les carbonates et décompose les silicates. Son rôle est donc très actif dans la zone d'altération, où elle est constamment renouvelée et où sa teneur en acide carbonique empruntée à l'atmosphère vient s'accroître de tout l'acide carbonique produit par les racines des végétaux et par les micro-organismes contenus dans le sol.

L'eau d'infiltration dissout tout d'abord avec la plus grande facilité les chlorures alcalins qu'elle rencontre sur son passage. Ces produits, dus à l'évaporation des eaux marines aux époques géologiques antérieures, n'échappent à la dissolution que lorsqu'ils sont intercalés dans des couches argileuses, au milieu desquelles ils forment quelquefois des amas lenticulaires. Les sels déliquescents, plus solubles que le chlorure de sodium, n'ont été conservés que tout à fait exceptionnellement.

La dissolution des chlorures laisse dans les couches des vides, qui ne tardent pas à se combler par un tassement consécutif, accompagné de dislocations des terrains superficiels.

Les chlorures et les sulfates dissous confèrent leur salure à beaucoup de sources minérales que les conditions de leur gisement ne permettent pas de considérer comme hypogées. La plupart de ces sources sortent d'ailleurs du Trias, où les argiles salifères sont particulièrement développées (Niederbronn, Rheinfelden, Reichenhall, Salins, Salies-de-Béarn, etc.).

Le gypse est soluble dans 460 parties d'eau, aussi subit-il une dissolution assez intense, aussi bien en surface qu'en profondeur et principalement le long des diaclases et fissures de retrait. Beaucoup de sources renferment du sulfate de calcium en dissolution en trop grande quantité pour constituer des *eaux potables*, elles sont dites *séléniteuses*.

SOURCE VAUCLUSIENNE DE LA LOUE,
près Mouthier (Doubs).

Cliché Émile Haug.

ENTONNOIRS DE DISSOLUTION
dans les gypses triasiques.
Col du Mont-Cenis.

1

2

ORIFICES DE GOUFFRES :

1. Gouffre de Padirac (Lot).
2. Chourun Picard. Dévoluy (Hautes-Alpes).
3. Chourun d'Aurouze, *ibid.*

3

Clichés E.-A. Martel.

La dissolution du gypse le long des fissures qui traversent sa masse produit des vides, dont la présence donne lieu à des effondrements ou à des glissements vers un point central situé en profondeur. Il en résulte des entonnoirs superficiels, dont l'ouverture est presque toujours parfaitement circulaire et dont l'analogie avec les entonnoirs faits dans le sable par les fourmilions est tout à fait frappante. On les désigne, dans les Alpes françaises, sous les noms d'*oules*, d'*oulettes*, ou d'*olettes* (pl. XXXIV, 2).

La solubilité du carbonate de calcium est bien moins grande que celle du sulfate : le calcaire se dissout dans environ 1 000 parties d'eau chargée d'acide carbonique et dans 50 000 parties d'eau pure seulement.

Mais l'action prolongée du phénomène produit des effets très considérables aussi bien à la surface, par ruissellement, comme on le verra plus tard, qu'en profondeur, par absorption le long des diaclases des calcaires compacts et dans la masse même des roches détritiques, qui peuvent renfermer du calcaire, soit sous la forme d'éléments roulés, soit sous la forme de ciment. Ces roches subissent une *décalcification* intense, qui peut être assimilée à une véritable *lixiviation*.

Le calcaire est dissout à l'état de bicarbonate et les eaux en renferment une quantité très variable, qui est fonction de la température et de la pression.

Les eaux très calcaires sont qualifiées de *dures*. On appelle *degré hydrotimétrique* la teneur d'une eau en calcaire. La manière de l'évaluer varie suivant les pays; en France, 1° = 5 mgr de chaux dosée par litre. Une bonne eau potable titre 20 à 30°. Au delà de 36° une eau est trop dure pour servir à la boisson et à la cuisson des légumes, mais il y a des eaux très calcaires qui atteignent 80°.

La dissolution des calcaires, par les eaux qui s'infiltrent le long des fissures, dans les couches superficielles de l'écorce, donne lieu à des creux souterrains, qui doivent d'autant plus attirer notre attention qu'ils font aujourd'hui l'objet d'une science spéciale, la *Spéléologie* ou science des cavernes [13, 14].

Les eaux météoriques ou les eaux courantes pénètrent dans les plateaux calcaires par des *points d'absorption* d'aspect assez variable. Le type le plus répandu est celui des *abîmes* ou *puits naturels*, aussi appelés suivant les pays *avens* (Ardèche), *tindouls* (Rouergue), *igues* (Quercy), *chouruns* (Dévoluy). Ce sont des trous, de formes et de dimensions diverses, s'ouvrant à la surface du sol et s'enfonçant plus ou moins verticalement dans sa profondeur (pl. XXXV). Leur dia-

mètre varie de quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Le chourun Martin, dans le Dévoluy (Hautes-Alpes), mesure au moins 310 m de profondeur et le fond n'en a pas été atteint. E.-A. Martel [12,13] a montré que les abîmes se forment de haut en bas par l'action chimique et mécanique d'eaux engouffrées dans de grandes diaclases verticales. Les effondrements de cavités sous-jacentes n'interviennent qu'exceptionnellement dans leur formation.

Une seconde catégorie de points d'absorption est celle des *dolines*, que l'on rencontre notamment dans le Karst, en Istrie, mais aussi dans diverses régions françaises, telles que le Quercy, où on leur donne le nom de *cloups*. Ce sont de vastes entonnoirs circulaires, dont le fond, généralement plat, est constitué par une argile rouge, la *terra rossa*, produit de décalcification du calcaire. Ils aboutissent à des diaclases et nullement, comme on l'avait cru longtemps, à des galeries souterraines dont le toit se serait effondré.

D'autres fois les gouffres sont bouchés par des amas de pierres et de sable, à travers lesquels l'eau filtre, ou bien ils ont été ultérieurement désobstrués par le passage prolongé de l'eau. A cette dernière catégorie appartiennent les *emposieux* du Jura, les *embuts* de la Provence, les *foibe* des Alpes Dinariques, les *katavothras* de Grèce.

En profondeur, les eaux, en s'infiltrant le long des diaclases et des plans de stratification, élargissent ces fissures par dissolution et les transforment en *cavernes* (fig. 150). Celles qui suivent les diaclases forment des allées longues, étroites et élevées; celles qui suivent les strates sont basses et leur largeur l'emporte sur leur hauteur. D'après E.-A. Martel [13] cette règle serait constante. Il y a aussi des cavernes qui épousent successivement les deux catégories de surfaces directrices; des paliers horizontaux ou peu inclinés se trouvent reliés entre eux par de larges fentes oscillant autour de la verticale. Les rivières souterraines présentent alors des biefs étagés, avec des lacs et des cascades et, quelquefois, les galeries formant siphon, les eaux remontent à un niveau plus élevé (fig. 144). Leur cours peut même descendre ainsi au-dessous du niveau de base[1] de la rivière.

Dans les roches détritiques poreuses, la dissolution du calcaire s'effectue également de préférence le long des diaclases et il se forme, comme dans les calcaires compacts, des *puits naturels*, analogues aux gouffres et comme eux remplis d'oxyde de fer; mais l'eau pénètre en outre dans toute la masse et dissout le ciment, lorsque

1. Cette notion du niveau de base sera définie dans le chapitre relatif aux eaux courantes.

celui-ci est calcaire, corrode même quelquefois les éléments roulés. *Les galets impressionnés*, qui abondent dans certains poudingues, doivent leur origine à la localisation des phénomènes de dissolution aux points où les galets se touchaient entre eux. Les tassements ultérieurs les ont rapprochés, de manière à les faire pénétrer dans les creux de leurs voisins.

La dissolution du calcaire joue un rôle important dans l'altération des grès siliceux à ciment calcaire. En surface, c'est-à-dire jusqu'à la limite supérieure de la nappe d'infiltration, le calcaire a complètement disparu et les grès sont devenus poreux. Dans les terrains primaires on leur donne alors le nom de *grauwackes*. Le test ou le squelette calcaire des organismes fossiles a complètement disparu et il a laissé un vide dont les parois ont conservé en négatif l'ornementation externe et interne. Dans les grauwackes, les squelettes formés de calcite ont aussi bien disparu que ceux qui sont à l'état de conchite; mais souvent ils ont seuls résisté, tandis que l'aragonite plus soluble a été presque toujours dissoute.

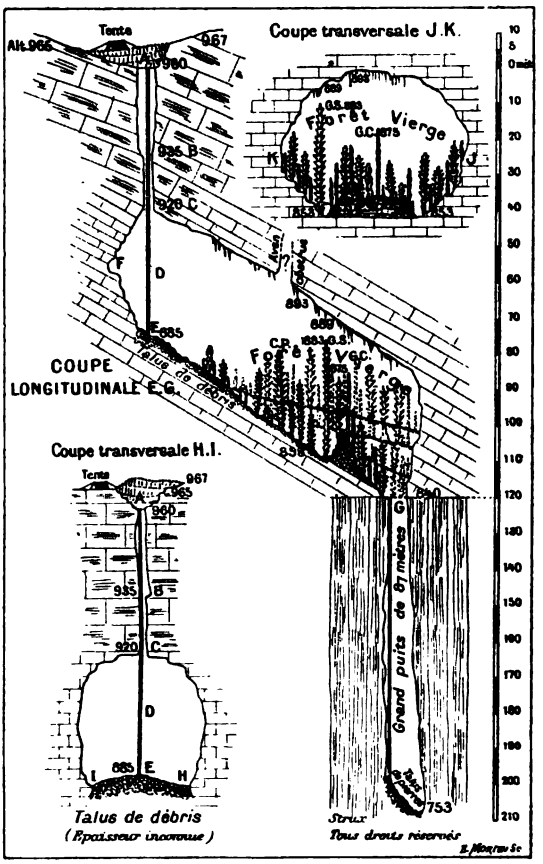


Fig. 150. — L'Aven Armand, coupes longitudinale et transversales (cliché communiqué par M. E.-A. Martel).

La décalcification superficielle des limons calcaires (lœss) donne naissance à des limons argileux ou sableux (lehm). Le calcaire n'est cependant, en général, pas entraîné en totalité; les eaux qui en sont saturées abandonnent dans ce milieu poreux des concrétions de calcaire aux formes les plus irrégulières (*poupées du lœss*).

Dans les calcaires dolomitiques, le calcaire est dissout et la dolomie reste en place. Lorsque l'eau circule dans des fissures, il se forme de la *dolomie vacuolaire* ou *cargneule*, souvent d'aspect cloisonné. Lorsque la roche est poreuse et que l'eau s'infiltre dans toute la masse, le calcaire est entraîné et le résidu constitue un *sable dolomitique*, qui renferme souvent des nodules non altérés, désignés dans les environs de Paris sous le nom de *têtes de chat*.

Un dernier exemple de décalcification nous est fourni par les craies phosphatées du Nord de la France. Il s'est formé, sur les points d'absorption des eaux atmosphériques, des *poches* renfermant du phosphate de chaux presque pur. C'est le résidu de la dissolution de la craie; il y a eu un simple enrichissement en phosphate par une sorte de lixiviation.

La silice anhydre est cristalline et peut être considérée comme à peu près insoluble; la silice hydratée, par contre, est amorphe et se dissout facilement dans de l'eau chargée d'acide carbonique. C'est elle qui constitue, comme on sait, les spicules des Spongiaires siliceux, les squelettes des Radiolaires, les frustules des Diatomées. Ces restes, qui abondaient dans beaucoup de sédiments, ont été souvent entièrement dissous et la silice a été transportée et redéposée ailleurs, ainsi que nous le verrons plus bas.

Phénomènes d'hydratation. — L'eau qui circule activement dans les couches superficielles de l'écorce terrestre rencontre des substances anhydres, avec lesquelles elle peut entrer en combinaison.

Le *fer oligiste* ou *hématite rouge*, qui est le sesquioxyde de fer anhydre (Fe^2O^3), se transforme en surface en *limonite* ou *hématite brune*, qui est un sesquioxyde de fer hydraté ($2Fe^2O^3,3H^2O$). Cette hydratation s'observe aussi bien sur les gîtes filoniens que sur les gîtes sédimentaires.

L'*anhydrite*, c'est-à-dire le sulfate de calcium anhydre, se transforme en *gypse*, sulfate de calcium hydraté, qui cristallise avec 2 molécules d'eau. L'hydratation s'opère très rapidement, car l'eau pénètre dans les interstices des petits cristaux d'anhydrite; elle est accompagnée d'une augmentation de volume de 33 °/₀ environ et d'une augmentation linéaire de 10 °/₀. Le gonflement qui se produit occasionne des dislocations simulant des phénomènes d'intrusion. Lorsque l'anhydrite forme des lits réguliers, sa transformation en gypse donne lieu à des plis, qu'il est d'ailleurs facile de distinguer de ceux qui sont dus à la compression latérale.

Les silicates anhydres se transforment, dans la zone d'altération, en

silicates hydratés. Ainsi, par exemple, des silicates d'aluminium, tels que l'andalousite et le disthène, donnent naissance à du kaolin, qui est du silicate d'aluminium hydraté. De même, le péridot se transforme en serpentine. D'autres silicates hydratés, comme l'épidote, la zoïsite, les zéolithes, se forment par hydratation aux dépens de silicates anhydres plus complexes.

Phénomènes d'oxydation. — La richesse en oxygène des eaux d'infiltration produit la suroxydation des oxydes, l'oxydation des sulfures métalliques, des carbures d'hydrogène, etc.

La magnétite (Fe^3O^4) se transforme en surface en fer oligiste (Fe^2O^3); le carbonate ferreux ($FeCO^3$), en hydroxyde ferrique ou limonite; le carbonate de manganèse ($MnCO^3$), en bioxyde (MnO^2). C'est à cet enrichissement en oxygène qu'est due l'altération superficielle de beaucoup de gîtes métallifères; on doit lui attribuer également la rubéfaction en surface des calcaires et des roches calcarifères, qui renferment presque toujours du carbonate de fer, ainsi que la formation de *dendrites* de bioxyde de manganèse, sur les plans de stratification des calcaires et, souvent aussi, des grès.

Les sulfures métalliques se transforment par oxydation en sulfates, qui, solubles pour la plupart, sont entraînés en dissolution par les eaux d'infiltration. Cependant, le sulfate de fer ($FeSO^4$) résultant de l'oxydation de la pyrite de fer, se transforme en hydroxyde de fer, avec mise en liberté d'acide sulfurique, qui, au contact du calcaire, donne naissance à du gypse et à de l'acide carbonique. Les concrétions pyriteuses, si fréquentes dans les argiles sédimentaires, sont souvent remplacées par de la limonite et il se produit en même temps des cristaux de gypse. Les fossiles dont les vides ont été remplis par de la pyrite, dans des conditions qui ont été exposées dans un chapitre antérieur, sont de même très fréquemment transformés, au moins à la surface, en hydroxyde ferreux. C'est aussi à un pareil phénomène d'oxydation qu'est dû le *chapeau de fer* qui couvre à l'affleurement beaucoup de filons métallifères.

Les couches calcaires renfermant du carbonate de fer subissent superficiellement, par suite de la formation d'hydroxyde, une *rubéfaction*, qui se manifeste principalement suivant les diaclases et autres points d'absorption des eaux météoriques. Telle est par exemple l'origine du *diluvium rouge* du bassin de Paris, qui semble à première vue remplir des poches ou des puits dans les cailloutis quaternaires non altérés [15].

Enfin, les carbures d'hydrogène, en s'oxydant dans la zone d'alté-

ration, donnent naissance à de l'ozocérite et à de l'asphalte. Souvent même l'oxydation est complète, il y a destruction de la matière organique et production d'acide carbonique. C'est la raison pourquoi les schistes carburés sont presque toujours décolorés sur les lignes d'affleurement.

Décomposition des silicates. — Sous l'action de l'acide carbonique dissous dans les eaux d'infiltration, les silicates peuvent être transformés en carbonates, les silicates doubles sont dédoublés. La plus fréquente de ces réactions est la décomposition des feldspaths, qui sont des silicates doubles d'aluminium et de potassium, de sodium ou de calcium. En présence de l'eau et de l'acide carbonique, il se produit du carbonate de potassium, de sodium ou de calcium, de la silice libre et un hydrosilicate d'aluminium, qui, à l'état de pureté, est connu sous le nom de kaolin. C'est le phénomène de la *kaolinisation*, qui joue un rôle si important dans la désagrégation des granites. Les carbonates formés sont entraînés en dissolution; il en est de même en général de la silice, de sorte que le kaolin occupe seul la place des feldspaths. C'est une substance qui tombe facilement en poussière, de sorte que le granite ne tarde pas à se désagréger en une arène composée de grains de quartz. Le kaolin est entraîné à l'état pulvérulent et forme plus loin un dépôt argileux. La kaolinisation s'étend souvent à toute l'épaisseur de la zone d'altération, mais elle est distribuée horizontalement de la manière la plus capricieuse, des surfaces kaolinisées faisant place brusquement à des surfaces où la roche cristalline est intacte, et cela dans un massif granitique de composition parfaitement homogène. Aussi quelques auteurs ont-ils fait appel, pour expliquer ces irrégularités, à des venues hydrothermales d'eaux chargées d'acide carbonique.

Dépots souterrains. — Les eaux souterraines sont, au même titre que les eaux de la surface, susceptibles de déposer des sédiments, mais ce phénomène, dans la zone d'altération, est exclusivement localisé dans les grottes ou dans les vides préexistants de moindre importance.

Comme on l'a vu déjà (chap. IX), les creux laissés dans les roches par la dissolution du test ou du squelette des organismes fossiles sont souvent remplis par de la calcite ou par de la silice. Il se forme un *test de substitution* et la conchite, qui constituait primitivement un grand nombre de coquilles, est remplacée par de la calcite cristallisée. Il en est ainsi, dans de nombreux gisements, des tests des Gastéropodes, des Ammonites et de ceux de nombreuses familles de Lamellibranches.

D'autres fois, c'est de la silice qui se substitue au calcaire des organismes. La *silicification* affecte, dans certaines couches, tous les fossiles, mais il peut arriver aussi que la silice ne soit pas assez abondante pour se substituer entièrement au calcaire, elle forme alors des *orbicules* appartenant à une variété que Munier-Chalmas et Michel Lévy ont appelée la *quartzine*. La silice se substitue quelquefois au gypse sur les lignes d'affleurement. Munier-Chalmas l'a trouvée associée à la fluorine et à la calcite dans le prolongement rigoureux de bancs de gypse intercalés dans le Calcaire Grossier des environs de Paris [16]. Ces substitutions rentrent dans la catégorie des *pseudomorphoses*, où le minéral nouvellement formé prend exactement les formes extérieures du minéral qui a disparu par dissolution. Dans l'espèce, les cristaux de gypse sont remplacés par du quartz, de la lutécite, de la quartzine, de la calcite ou de la fluorine, qui en reproduisent les formes caractéristiques.

Des cavités plus grandes que celles résultant de la dissolution de fossiles ou de minéraux se remplissent d'eau d'infiltration et se tapissent de cristaux de calcite ou de quartz, devenant ainsi des *géodes*.

Les cavernes sont des cavités de grandes dimensions qui se rencontrent presque exclusivement dans les terrains calcaires. Nous avons vu dans quelles conditions elles prenaient naissance. L'eau qui filtre au travers de leurs parois subit en y arrivant une évaporation considérable, de sorte que le calcaire qu'elles renferment est rapidement déposé. Les parois supérieures laissent sans cesse suinter des gouttes d'eau chargées de carbonate de chaux, aussitôt précipité. Les dépôts successifs qui se forment avec une extrême lenteur constituent peu à peu des pendentifs coniques, puis cylindriques, auxquels on donne le nom de *stalactites* (pl. XXXVII, 1). Mais les gouttes tombent avant d'avoir déposé tout leur calcaire, elles rencontrent le plancher de la grotte et y forment également des dépôts, qui s'élèvent en hauteur, de manière à venir à la rencontre des stalactites. Il en résulte des protubérances, auxquelles on donne le nom de *stalagmites* et qui finissent par rencontrer les stalactites, constituant alors des colonnes continues (pl. XXXVI). Stalactites et stalagmites présentent une structure concentrique et montrent souvent les clivages de la calcite.

Lorsque les eaux suintent par des fissures du plafond, il se forme de véritables draperies. Les stalagmites prennent quelquefois l'aspect de candélabres et sont tapissés de cristaux, comme dans la fameuse Forêt Vierge de l'aven Armand, dans la Lozère (pl. XXXVII, 2, 3).

Des sédiments de toutes sortes tapissent le fond des grottes : des tufs, des calcaires pulvérulents, des travertins, déposés par les eaux très calcaires qui y séjournent; ou bien des argiles, des sables, introduits par les gouffres et entraînés par les rivières souterraines; ou encore des galets parfaitement arrondis dans les remous, des brèches résultant d'éboulements, des argiles rouges de décalcification, etc. Tous ces dépôts, auxquels il faut encore ajouter les amas d'ossements, constituent le remplissage des cavernes [17].

Cimentation. — Les substances enlevées par dissolution à la zone d'altération sont entraînées par les eaux d'infiltration dans la zone de cimentation, où elles recristallisent par voie aqueuse et bouchent tous les vides des roches. Lorsque ceux-ci sont des diaclases ou des fissures résultant de l'étirement qu'ont subi les roches, il se forme des filonnets ou des veinules, qui tranchent souvent par leur composition avec le sédiment encaissant. Lorsque les vides sont des porosités, les éléments constituant la roche sont cimentés par le minéral en dissolution. Naturellement ce sont les sables et les calcaires détritiques qui se prêtent le mieux au dépôt d'un ciment.

Les composés qui se déposent ainsi dans la zone de cimentation sont la silice, le sesquioxyde de fer, les carbonates de chaux et de fer, divers silicates et, plus rarement, le sulfure de fer.

La silice est à l'état de quartz, de calcédoine, quelquefois d'opale. Les *silex* sont ou des concrétions ou des bancs de calcédoine qui suivent les plans de stratification ou les diaclases. On les rencontre principalement dans la craie, mais ils ne manquent pas dans d'autres formations calcaires ou marneuses. Le ciment de beaucoup de grès est siliceux et la silice y est à l'état de quartz. Il y a là une difficulté assez grande, sur laquelle Cayeux a encore récemment attiré l'attention [18], car jusqu'ici on n'a pas pu faire cristalliser le quartz par voie aqueuse. Le quartz se trouve quelquefois à l'état de petits cristaux bien individualisés, comme dans le Grès Vosgien, où il coexiste dans le ciment avec de l'hématite rouge. Dans le bassin de Paris, la plupart des grès possédaient, avant d'être silicifiés, un ciment calcaire, et Cayeux pense qu'il existe une relation de cause à effet entre la présence du carbonate de chaux et la silicification.

Les *quartzites* se distinguent des grès par le fait que les grains de quartz qui les composent sont dépourvus de contours détritiques et sont moulés les uns sur les autres ou agglutinés par une gangue siliceuse. Souvent on peut observer un nourrissage des grains clastiques par de la silice ultérieurement déposée.

Cliché E.-G. Racowitza.

STALACTITES ET STALAGMITES.
Cuevas del Drach, dans les calcaires néogènes, près Manacor (Majorque).

Cliché E.-G. Racowitza.

STALACTITES.
Lago Miramar, près Manacor, Majorque.

Clichés E.-A. Martel.

STALAGMITES DE LA FORÊT VIERGE (détail).
Aven Armand (Lozère).

Le sesquioxyde de fer qui forme le ciment de certains grès est à l'état d'oligiste ou de limonite.

La calcite est un des éléments cristallins les plus abondants dans la zone de cimentation, soit sous la forme de ciment dans les grès, dans les poudingues et dans les calcaires détritiques, soit sous la forme de veines spathiques remplissant les innombrables fissures qui se produisent dans les roches par diastrophisme. Tous les marbres doivent leur origine à la présence de ces veines ou à une recristallisation générale, qui donne à la roche un aspect saccharoïde.

Les silicates à l'état de néoformations sont très fréquents dans les roches éruptives qui font partie de la zone de cimentation ou qui en ont fait partie. Des zéolithes divers ont pris naissance dans les vacuoles des basaltes, des phonolithes, etc., mais souvent ce sont la calcite, la calcédoine, l'opale qui remplissent tous les vides de ces roches.

En résumé, les phénomènes chimiques dont la zone de cimentation est le théâtre se rapprochent beaucoup de ceux qui se produisent dans les sédiments, immédiatement après leur dépôt, alors que la mer les recouvre encore. Cette grande analogie tient à des conditions d'imprégnation à peu près identiques. En effet, le fond de la mer est préservé du contact de l'air atmosphérique, de sorte que la zone d'altération fait totalement défaut à la surface du sol immergé. La nappe d'imbibition est en contact immédiat avec la nappe d'eau marine, mais, comme les roches constituant le fond sont depuis longtemps saturées d'eau, elles ne peuvent plus recevoir d'eau de mer par infiltration. Dans les sédiments nouvellement formés, la cimentation et le concrétionnement doivent donc prédominer sur la dissolution, l'hydratation, l'oxydation, comme dans la zone de cimentation.

Les phénomènes dont celle-ci est le théâtre peuvent être assimilés à juste titre aux phénomènes de *diagénèse*. Par contre, ceux qui caractérisent la zone d'altération constituent un ensemble auquel on a donné le nom de *métasomatose*, par opposition aux phénomènes de *métamorphisme*, dont le siège se trouve en général encore au-dessous de la zone de cimentation.

---

1. — DELESSE. Recherches sur l'eau dans l'intérieur de la terre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., XIX, p. 64-89, 1861.

2. — A. DAUBRÉE. Les eaux souterraines à l'époque actuelle, leur régime, leur température, leur composition au point de vue du rôle qui leur revient dans l'économie de l'écorce terrestre. 2 vol. in-8o, 455 + 302 p., 190 + 43 fig. Paris, 1887.

3. — TH. C. CHAMBERLIN. The requisite and qualifying conditions of artesian wells. 5th *Ann. Report U. S. Geol. Surv.*, p. 125-173, fig. 7-31, pl. XXI, 1888.

4. — ISIDOR SOYKA. Die Schwankungen des Grundwassers mit besonderer Berücksichtigung der mitteleuropäischen Verhältnisse. *Geogr. Abhandl. v. A. Penck*, t. II, n° 3, 84 p., 18 fig., 1888.

5. — O. KELLER. Saturation hygrométrique de l'écorce du globe. Détermination de l'eau de carrière, diminution de la résistance des roches imbibées d'eau. *Annales des Mines*, 9e sér., XII, p. 32-86, 1897.

6. — FR. H. KING. Principles and conditions of the movements of ground water. *19th Ann. Report U. S. Geol. Surv.*, p. 59-294, pl. VI-XVI, fig. 2-53, 1899.

7. — CH. S. SLICHTER. The motions of underground waters. *Watersupply and irrigation papers of the U. S. Geol. Surv.*, n° 67, 106 p., 50 fig., 1902.

8. — HENRI BOURSAULT. Recherches des eaux potables et industrielles. *Encycl. scient. des Aide-Mémoire*. 1 vol. in-18, 200 p., 16 fig., Paris (sans date).

9. — LÉON JANET. Conférence de géologie appliquée sur le captage et la protection des sources d'eaux potables. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XXVIII, p. 532-548, 11 fig. 1900.

10. — LÉON POCHET. Études sur les sources. Hydraulique des nappes aquifères et des sources et applications pratiques. 1 vol. in-8°, 527 p., avec atlas de 81 pl. Paris, 1905.

11. — E.-A. MARTEL. L'eau, étude hydrologique. Extr. de BROUARDEL et MOSNY. Traité d'Hygiène, II, p. 87-200, fig. 4-25, 1896.

12. — ID. Les abîmes, les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spélæologie. 1 vol. in-4°, 580 p., 10 pl., 309 fig. Paris, 1894.

13. — ID. Applications géologiques de la spéléologie. Origine et rôle des cavernes, leurs variations climatériques, leurs rapports avec les filons. *Annales des Mines*, 9e sér., X, p. 1-100, pl. I-III, 1896.

14. — ID. La spéléologie ou science des cavernes. *Bibl. Scientia*, Biologie, n° 8, in-8°, 126 p., 10 fig., Paris, 1903.

15. — E. VAN DEN BROECK. Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques, étudiés dans leurs rapports avec la Géologie stratigraphique. *Mém. couronnés et Mém. des savants étrangers publiés par l'Acad. R. des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, XLIV, 180 p., 1 pl., 34 fig., 1881.

16. — MUNIER-CHALMAS. Sur les formations gypseuses du bassin de Paris, sur les dépôts siliceux qui ont remplacé le gypse. *C. R. Ac. Sc.*, CX, p. 663-666, 1890.

17. — MARCELLIN BOULE. Notes sur le remplissage des cavernes. *L'Anthropologie*, III, p. 19-36, 7 fig., 1892.

18. — L. CAYEUX. Structure et origine des grès du Tertiaire parisien. *Études des gîtes minéraux de la France*, 1 vol, in-4°, 160 p., 23 fig., 10 pl. Paris, 1906.

V. aussi : 0,23; XIII, 27; XIX, 7, 8.

CHAPITRE XXIV

ACTION DES AGENTS ATMOSPHÉRIQUES

1° Altération et désagrégation : Altération et désagrégation physiques. — Altération et désagrégation chimiques. — Altération et désagrégation dues aux organismes. — Formes du terrain dues à la désagrégation.
2° Ablation et transport : Rôle de la pesanteur, éboulis. — Éboulements. — Coulées de boue. — Ablation par le ruissellement. — Ablation et transport par le vent.
3° Corrasion et corrosion : Corrasion. — Corrosion.
4° Sédimentation : Formations éluviales. — Dépôts de sources. — Dépôts de ruissellement. — Formations éoliennes.

Il convient de réunir sous le nom d'*agents atmosphériques* les agents dynamiques externes dont l'action est localisée à la surface du sol, au contact de l'atmosphère et de la lithosphère. Leur étude physique est du domaine de la Météorologie, le géologue ne s'occupe que de leur rôle dans l'altération des roches superficielles et dans la formation du modelé.

L'atmosphère agit sur la surface terrestre par les phénomènes électriques dont elle est le siège, par l'absorption qu'elle exerce sur les rayons solaires, par ses mouvements propres (vents), par la vapeur d'eau qu'elle contient et par la condensation de cette vapeur sous des formes diverses, brouillards, pluie, neige, etc. Avant d'alimenter les rivières ou de pénétrer dans les couches perméables, l'eau des précipitations atmosphériques ruisselle à la surface et l'action du ruissellement peut être avantageusement étudiée en même temps que celle des agents atmosphériques proprement dits. Celle des eaux courantes et des glaciers fera, par contre, l'objet de chapitres ultérieurs.

On pourrait traiter séparément l'action des phénomènes électriques, celle des rayons solaires, celle du vent (actions éoliennes), celle des précipitations et celle du ruissellement, mais il n'est pas toujours

facile de faire la part qui revient à l'un ou à l'autre de ces agents. Il est davantage dans l'esprit de cet ouvrage d'envisager la marche anormale des phénomènes qui modifient le relief terrestre et de distinguer dans chacun d'eux une série de phases successives.

Il y aura lieu d'abord de passer en revue les phénomènes d'*altération* et de *désagrégation* superficielle par lesquels prélude généralement l'action des agents atmosphériques. Puis nous envisagerons les phénomènes d'*ablation* et de *transport* et ceux d'*érosion*, qui en sont la conséquence. Enfin, nous nous occuperons des phénomènes de *sédimentation* auxquels aboutit l'action des agents atmosphériques. Ces mêmes phases dans la succession des phénomènes, nous les retrouverons d'ailleurs lorsque nous étudierons l'action des eaux courantes et celle des glaciers.

1° ALTÉRATION ET DÉSAGRÉGATION

L'altération et la désagrégation des roches superficielles par les agents atmosphériques est un phénomène de nature *chimique*, *physique* ou *organique*. Passons successivement en revue ces divers modes d'altération et de désagrégation.

Altération et désagrégation physiques. — La décharge électrique et les rayons solaires agissent directement sur les roches et en modifient l'état physique ou même la composition.

La foudre frappe fréquemment les sommets les plus exposés des massifs montagneux. Elle produit dans les roches des fissures quelquefois étoilées ou y détermine une fusion superficielle, d'où résulte un enduit vitreux en forme de gouttes qui a été observé par de nombreux auteurs sur les roches siliceuses ou silicatées des hautes cimes [1]. Lorsqu'elle frappe dans des sables, elle y produit également des phénomènes de vitrification, dont on suit la trace jusqu'à une profondeur atteignant quelquefois plusieurs mètres. On a donné le nom de *fulgurites* aux tubes plus ou moins ramifiés qui prennent ainsi naissance par soudure des grains de sable. Elles ne sont pas rares dans les plaines de l'Allemagne du Nord, dans les dunes du Sahara, etc.

L'action physique des rayons solaires sur les roches est principalement due aux variations brusques de l'insolation. Elle produit ses effets les plus énergiques dans les points du Globe où la température présente les variations diurnes les plus extrêmes, dans la haute montagne et dans les déserts. L'exposition d'une roche à un soleil intense, succédant presque sans transition au refroidissement nocturne,

détermine la dilatation trop rapide de la croûte extérieure et, par suite, une *desquamation* en écailles concentriques. Le refroidissement nocturne d'une roche qui a subi dans la journée un échauffement très intense occasionnera par contre une contraction brusque et un *éclatement*. On trouve ainsi fréquemment, dans les déserts, des galets éclatés et même d'énormes rochers fendus suivant des surfaces planes. Des faits analogues peuvent être observés non moins souvent dans la haute montagne, de même que le phénomène de la desquamation.

Les roches hétérogènes et surtout celles qui sont composées d'éléments de couleurs différentes se désagrègent en arène ou en sable, s'émiettent littéralement, car chacun des éléments constituants possède une chaleur spécifique propre, se dilate et se contracte donc autrement que son voisin, ce qui empêche la naissance de cassures régulières.

Tous ces faits ont été fort bien mis en évidence par Joh. Walther dans ses études comparatives sur les déserts [24, 25].

Dans les régions tempérées les roches sont imbibées d'eau. Le gel entraîne une augmentation de volume de cette eau d'imbibition et par suite un écartement des particules. Au dégel, la roche est dissociée et s'effrite. Ce sont donc les roches qui s'imbibent le plus facilement d'eau, comme les calcaires marneux, qui sont désagrégées par la gelée et qui sont dites *gélives*. Elles résistent toutefois à cette action lorsqu'elles sont suffisamment poreuses pour que l'eau ait la place pour se dilater sans écarter les particules, ce qui a lieu, par exemple, pour les grès grossiers.

Altération et désagrégation chimiques. — Les altérations et la désagrégation des roches qui sont dues à des actions chimiques sont grandement facilitées par la présence de l'eau d'imbibition, car cette eau est le véhicule des gaz, des acides et des sels qu'elle renferme en dissolution et qui sont les agents des transformations chimiques dont il va être question.

Toutefois, il semble que les rayons solaires peuvent produire directement certaines transformations chimiques des surfaces qui y sont exposées, pour peu que l'insolation soit assez intense.

F. Katzer [3] a observé, au cours d'un séjour prolongé au Brésil, que les limons bleus déposés par les crues du fleuve des Amazones prenaient déjà au bout d'un mois une coloration superficielle rouge, due à la formation de sesquioxyde de fer anhydre. Ce phénomène ne se produit jamais dans les pays tempérés, où l'altération superficielle des limons se traduit par des colorations jaunes ou brunes, dues à la

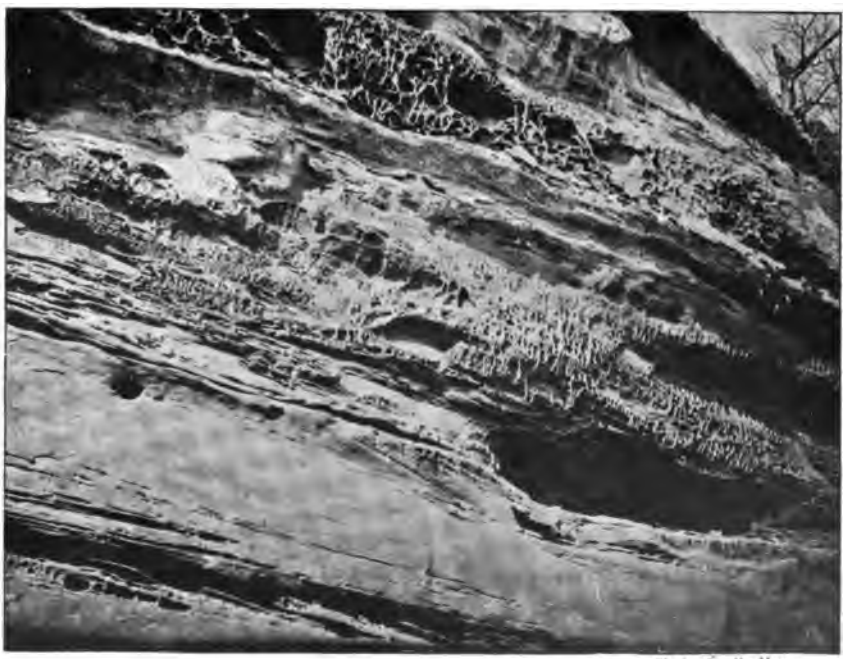
transformation du sulfure de fer en hydroxyde. Katzer attribue la production de l'oxyde anhydre à l' « action combinée de l'humidité de l'air, de la chaleur et de la lumière intense résultant de l'insolation directe ».

Dans les déserts des régions tropicales tous les voyageurs ont remarqué sur les roches les plus diverses, mais principalement sur les grès, une écorce brune ou noire, luisante, très mince et faisant corps avec la roche non altérée. C'est ce que l'on a appellé le *vernis du désert*, c'est l'*écorce protectrice*, de Joh. Walther. Ce savant en attribuait tout d'abord la formation, bien que d'une manière tout à fait hypothétique [26], à l'action seule de la chaleur des rayons solaires, sans intervention de l'eau d'imbibition et en supposant un apport de sels de fer et de manganèse par les vents du désert. Plus récemment, une étude plus approfondie, entreprise dans un certain nombre de régions désertiques, l'a conduit à une compréhension plus intime du phénomène [27]. Les analyses de Sickenberger et de Streeruwitz démontrent qu'outre l'hydroxyde de fer, le sesquioxyde de fer et les oxydes de manganèse, l'écorce protectrice renferme souvent, et en particulier à la surface des fossiles, de l'acide phosphorique. Ces composés existent aussi dans la roche non altérée, leur concentration à l'extérieur est due à l'exsudation et à l'évaporation sous l'action des rayons solaires de l'eau d'imbibition, qui doit toujours intervenir, car le phénomène se produit surtout, d'après Walther, aux endroits abrités d'une insolation par trop intense et dans les points atteints par les cours d'eau au moment des crues. Walther fait jouer un rôle essentiel aux chlorures alcalins qui existeraient toujours, au moins en traces légères, en particulier en Égypte, dans toutes les roches du désert. Il se produirait des chlorures de fer et de manganèse, que l'eau entraînerait à la surface et que les rayons solaires transformeraient en oxydes. Le ciment se formerait grâce à la grande affinité que possèdent la silice et l'acide phosphorique pour ces oxydes. De nouvelles recherches permettront seules d'établir si l'intervention des chlorures est réellement indispensable dans la marche du phénomène. D'après Linck [4], ce serait d'ailleurs non pas l'eau d'imbibition des roches, mais l'eau fournie par la rosée qui agirait, car elle renferme toujours des quantités très appréciables de nitrate d'ammonium et de chlorure de sodium.

L'écorce protectrice existe très généralement sur les grès éodévoniens du Sahara central, mais on la retrouve, bien que sous une forme atténuée, dans beaucoup de grès des régions tempérées qui offrent une composition analogue. Une croûte d'hydroxyde de fer

Cliché Émile Haug.

STRATIFICATION OBLIQUE ET STRUCTURE ALVÉOLAIRE.
Écorce protectrice partiellement conservée.
En bas, à gauche et au centre : usure éolienne.
Ruine du Falkenstein, près Niederbronn (Alsace).



Cliché Émile Haug.

STRUCTURE ALVÉOLAIRE
à la base d'un rocher de Grès Vosgien inférieur.
Ruine du Falkenstein, près Niederbronn (Alsace).

entoure souvent les blocs de grès de Fontainebleau qui ont été longtemps exposés à l'air. En Alsace, on observe fréquemment une écorce ferrugineuse, à la base des rochers isolés de Grès Vosgien, que couronnent souvent des ruines féodales. Comme dans le désert, l'écorce y est surtout développée sur les couches les plus imbibées d'eau et elle protège ici aussi de la désagrégation les roches qu'elle recouvre, de sorte que la désignation d'écorce protectrice lui convient parfaitement (pl. XXXVIII, 1). On peut se demander toutefois si sa présence dans les régions tempérées n'est pas l'indice d'un climat désertique qui aurait régné à une époque immédiatement antérieure à l'époque actuelle.

Les phénomènes de désagrégation chimique où intervient l'eau d'imbibition sont de même ordre que ceux qui ont pour agent les eaux souterraines et qui ont fait l'objet du chapitre précédent. A la surface du sol, exactement comme dans des couches plus profondes, les eaux agissent par dissolution, décomposition, oxydation, etc. Il n'y a pas lieu de revenir sur ces phénomènes, si ce n'est pour rechercher l'origine des gaz, des acides et des sels que l'eau d'imbibition renferme en dissolution.

L'oxygène et l'acide carbonique dissous dans l'eau d'imbibition proviennent en grande partie de l'air atmosphérique, mais une certaine proportion de l'acide carbonique est évidemment produite par les végétaux. C'est aussi à l'action des organismes qu'est due la présence des acides humique et ulmique, et, comme nous le verrons tout à l'heure, celle d'une partie de l'ammoniaque et de l'acide azotique; mais, d'autre part, les précipitations atmosphériques renferment des quantités notables d'ammoniaque et d'acide azotique et azoteux combinés à l'état de nitrate et de nitrite d'ammonium, dont l'origine n'est certainement pas organique. On sait que l'acide azotique résulte de la combinaison de l'oxygène et de l'azote de l'air par la décharge électrique. Quant à l'ammoniaque, Th. Schlœsing lui attribue, de même qu'à l'acide carbonique de l'atmosphère, une origine marine [5]. On sait, d'autre part, que les volcans rejettent des quantités considérables de ces deux gaz. Comme l'ammoniaque est en excès sur les acides nitrique et nitreux, ceux-ci sont neutralisés et leur action, en tant que produits atmosphériques, sur les roches de la surface peut être considérée comme peu importante et tout à fait superficielle (v. plus haut).

Il n'en est pas de même des chlorures dissous dans l'eau de mer, ou dans celle des sebkhas, quoique l'eau salée possède une action dissolvante inférieure à celle de l'eau douce, comme l'a montré

Thoulet [6]. Mais les chlorures décomposent beaucoup de minéraux, en particulier les silicates, en donnant lieu à des transformations encore mal connues.

Altérations et désagrégation dues aux organismes. — Nous avons appris à connaître précédemment les transformations que subissent les sédiments immédiatement après leur dépôt, grâce à l'intervention des organismes (chap. IX), nous avons vu également combien ce facteur est important dans la formation des combustibles (chap. X). Nous devons examiner maintenant le rôle qui lui incombe dans les phénomènes d'altération et de désagrégation superficielles des roches. Cette étude ne peut être séparée de celle des phénomènes dus aux agents atmosphériques, car les effets sont exactement de même ordre.

Les microorganismes ont ici aussi une action prépondérante, qui a été mise en évidence par les belles recherches d'A. Müntz et de Winogradsky. Dès 1877, Th. Schlœsing et A. Müntz montraient que le phénomène de la nitrification, c'est-à-dire de la formation du salpêtre à la surface du sol, était dû à l'intervention de ferments organisés [7]. Dix ans plus tard, A. Müntz établissait l'existence de ces ferments dans un très grand nombre de roches plus ou moins décomposées et il était conduit à leur attribuer un rôle capital dans la désagrégation des roches [8]. Leur étude fut reprise par Winogradsky, qui réussit à les isoler et à définir leur mode d'action [9]. Leurs caractères particuliers ont nécessité l'établissement d'un genre spécial, *Nitromonas*. Les uns donnent naissance à des nitrates, les autres à des nitrites. Ils ont la faculté d'emprunter l'azote à l'air atmosphérique et le carbone aux carbonates du sol; ils peuvent donc réaliser la synthèse de la matière organique indépendamment des rayons solaires et sans l'intervention de la chlorophylle. Leur rôle dans la fixation de l'azote par les Légumineuses est aujourd'hui bien connu. Mais ils empruntent sans doute aussi l'azote à l'ammoniaque résultant de la décomposition des matières organiques, d'où l'abondance du salpêtre dans les endroits où cette décomposition est particulièrement active.

La transformation des carbonates en azotates explique à la fois la désagrégation des roches et la naissance d'efflorescences constituées par de l'azotate de calcium, lorsque la nitrification a eu lieu aux dépens de terrains calcaires; par de l'azotate de potassium, lorsque le phénomène se produit dans des terrains riches en carbonate de potassium résultant de la décomposition des feldspaths.

« Quand on considère la faible intensité de ces phénomènes, écrit

Müntz [11], on est tenté d'en méconaître l'importance; mais leur continuité et leur généralité doivent les faire classer parmi les causes géologiques auxquelles l'écorce terrestre doit sa physionomie actuelle et qui, en particulier, ont contribué à la formation des dépôts d'éléments fins qui constituent la terre arable. »

A Tarapara, au Chili, il existe de vastes étendues couvertes de nitrate de sodium associé à du chlorure de sodium, à de l'iodate et à du bromate de sodium. D'après Müntz [10], ces gisements résultent de l'action des eaux marines sur des amas de nitrate de calcium, formés par les ferments nitrifiants. Le sel marin, agissant sur le nitrate de calcium, a opéré une double décomposition, qui a donné naissance à du nitrate de sodium cristallisé et à du chlorure de calcium déliquescent, et, par conséquent, enlevé en raison de sa grande solubilité. Du chlorure de sodium est resté en excès, en même temps que les bromures et les iodures ont été oxydés par le ferment nitrique. La grande sécheresse du climat a permis la conservation, à la surface du sol, de ces amas immenses, qui fournissent encore aujourd'hui la plus grande partie des nitrates consommés par l'agriculture et par la fabrication des explosifs.

D'autres organismes contribuent encore, dans une large mesure, à l'altération et à la désagrégation des roches. Parmi les Cryptogames, les Lichens, les Mousses, certaines Algues empruntent des principes nutritifs aux roches sur lesquelles elles sont fixées et en altèrent la surface. Les racines des Phanérogames exercent une action destructive, d'abord en disjoignant mécaniquement les blocs, puis en produisant de l'acide carbonique ou de l'acide humique, qui dissolvent le carbonate de calcium et transforment les silicates en carbonates ou en produits humiques, avec mise en liberté de silice pulvérulente.

Les vers de terre ramènent sans cesse à la surface des portions du sol qui n'avaient pas encore été en contact avec l'atmosphère et jouent ainsi un rôle important dans l'ameublissement du sol, rôle sur lequel Charles Darwin a particulièrement attiré l'attention [14]. Les taupes et autres Mammifères fouisseurs agissent d'une manière analogue, et le même rôle est rempli sous les Tropiques, d'après Branner [13], par les fourmis et les termites, qui édifient de véritables monticules de terre.

L'action combinée du gel et du dégel, de l'eau d'imbibition et des organismes sur les couches superficielles de l'écorce terrestre a pour résultat la transformation de roches plus ou moins compactes en un *sol* ou *terre arable*.

L'étude de la constitution des sols, de leurs caractèes physiques

et chimiques, de leur mode de formation, de leur distribution géographique est devenue, sous le nom de *Pédologie*, une des branches principales de la Géologie appliquée. Les géologues nordaméricains et russes lui ont donné un grand développement [15-17], tandis qu'en France elle a surtout progressé entre les mains des agronomes, des chimistes et des bactériologistes.

Formes du terrain dues a la désagrégation. — La désagrégation ne s'attaque pas indistinctement à toute la masse d'une roche, elle opère principalement suivant certaines surfaces en quelque sorte prédestinées par les conditions géologiques. Elle agit différemment sur les roches stratifiées et sur les roches non stratifiées, sur les roches horizontales et sur les roches inclinées, sur les roches non fissurées et sur les roches fissurées. Nous ne pouvons citer ici que quelques exemples des divers modes de désagrégation, car c'est plutôt le rôle des géographes de définir les différents aspects du relief qui dépendent de ce facteur.

Envisageons d'abord la désagrégation des roches stratifiées disposées en couches horizontales et supposons qu'elle s'attaque à un témoin peu étendu, découpé dans un ensemble de couches par l'érosion des eaux courantes. Si les couches supérieures sont plus compactes, il va sans dire qu'elles résisteront davantage que les couches délitables sous-jacentes, de sorte que le témoin prendra bientôt l'aspect d'une plate-forme tabulaire. Cette forme sera surtout réalisée lorsqu'une couche poreuse reposera sur une couche imperméable; la désagrégation sera particulièrement intense à la base de la couche perméable, car l'imbibition y atteint son maximum, de sorte que les phénomènes chimiques et les alternances de gel et de dégel y produisent également leur maximum d'effet. Cependant l'écorce protectrice dont il a été question plus haut préserve souvent la surface d'une désagrégation trop rapide et c'est immédiatement derrière elle que la roche s'effrite. Dès que l'écorce offre des lacunes, les produits de désagrégation se répandent au dehors et une cavité prend naissance en arrière d'elle. Joh. Walther [26,27] a décrit de beaux exemples de ce phénomène dans les déserts égyptiens, mais on peut l'observer également dans les grès crétacés de la Suisse saxonne [37] et surtout dans les rochers de Grès Bigarré des Basses-Vosges. Lorsque l'écorce finit par se détacher, on voit apparaître les cavités, séparées par des lignes en relief. A la ruine du Falkenstein, près de Niederbronn, cette « structure alvéolaire » fait l'admiration des touristes (pl. XXXVIII). Dans divers ouvrages

de Géologie, on a figuré des alvéoles tout à fait semblables observées sur les grès de l'Arizona.

Le résultat final de cette désagrégation par la base est la formation de *pierres branlantes*, qui sont posées en équilibre instable sur une base très réduite. On peut citer la Roche qui remue, dans la forêt de Fontainebleau, le Lottelfels, non loin du Schneeberg, en Alsace, la Pietra movediza, de la Sierra Tandil, dans la République Argentine, etc.

Si une couche épaisse est coupée de diaclases, la désagrégation accentuera ces plans de séparation et la couche se divisera en gros parallélépipèdes, qui s'ébouleront sur les pentes ou qui s'affaisseront sur place, grâce à la destruction de la couche sous-jacente. Il se produira ainsi des mers de rochers ou chaos, tels que ceux de la forêt de Fontainebleau. Dans le cas des calcaires et des dolomies, ce sont les aspects ruiniformes qui prédomineront (pl. XXXIX, 1).

Lorsque les couches sont fortement inclinées, voire redressées verticalement, il en résulte, surtout dans le cas des formations schisteuses, des crêtes dentelées avec arêtes vives ou de véritables aiguilles, comme celles du massif du Mont-Blanc (pl. LXV, 2; LXVII, 1).

Les roches non stratifiées prennent généralement, sous l'action de la désagrégation, des formes arrondies. Là aussi l'attaque par la gelée et par les agents chimiques se produit principalement suivant les diaclases, puis elle détruit les angles solides et transforme les cubes en masses qui tendent à prendre une forme sphérique. C'est la *désagrégation en boules* (pl. XL), si commune dans les roches granitoïdes et qui affecte aussi quelquefois les prismes basaltiques (pl. XXXIX, 2).

En résumé, la désagrégation contribue beaucoup à mettre en relief les plans de stratification et les diaclases. Les uns et les autres sont à peine visibles dans les tunnels et dans les entailles profondes qui sont à l'abri des agents atmosphériques.

2° ABLATION ET TRANSPORT

Une partie seulement des produits de la désagrégation demeure sur place, l'absence de pente et une abondante végétation mettant désormais le sol à l'abri des agents dynamiques externes. Mais une notable portion est enlevée et transportée au loin. Réservant pour les chapitres suivants l'ablation et le transport par les cours d'eau, par les glaciers et par les eaux marines, auxquels incombe une grande part de ce travail, nous n'envisagerons pour le moment que

l'ablation et le transport par les agents atmosphériques, dont le rôle est loin d'être négligeable. C'est particulièrement le ruissellement des eaux météoriques et le vent qui entrent en jeu, mais il est nécessaire tout d'abord d'étudier sommairement les phénomènes d'ablation et de transport dus à la simple action de la pesanteur.

Rôle de la pesanteur, Éboulis. — Tous les fragments qui, dans les régions montagneuses, se détachent des abrupts rocheux, sous l'action des agents de désagrégation, sont désormais sollicités par la pesanteur et roulent ou glissent sur les pentes jusqu'à ce que la déclivité du terrain soit trop faible pour que ce mouvement se continue (pl. XLI). Il se forme ainsi au pied des escarpements des amas de débris plus ou moins anguleux, formant les *cônes d'éboulis*, appelés *casses* dans les Alpes du Dauphiné. Souvent ces cônes sont alimentés par des *couloirs*, où les chutes de pierres sont quelquefois pour ainsi dire constantes.

Des mesures nombreuses effectuées par Adam Piwowar [19] ont montré que l'inclinaison des talus d'éboulis varie de 26° à 43°. Elle est surtout fonction, d'après cet auteur, non de la dimension des éléments, mais de leur forme et de la plus ou moins grande rugosité de leurs cassures. L'inclinaison des cônes d'éboulis constitués par des roches schisteuses varie de 26° à 32°; celle des amas de blocs calcaires est en moyenne de 32° lorsque le calcaire est compact, de 34° lorsqu'il est plus ou moins gréseux; les talus de granite présentent les pentes les plus raides et ont en moyenne 37°. Lorsque des eaux circulent dans un cône d'éboulis, la pente est un peu plus faible. Sous une nappe d'eau tranquille, par contre, les angles des talus atteignent en général 1° 1/2 de plus qu'à l'air libre.

Les blocs les plus gros sont accumulés au bas du talus et la grosseur des éléments diminue assez régulièrement vers le haut.

Souvent les chutes de pierres ont lieu sur des pentes de neige. Dans ce cas, les blocs roulent beaucoup plus loin et descendent sur des pentes infiniment plus faibles. Ils ne s'arrêtent d'ordinaire pas avant d'arriver sur des surfaces presque horizontales, où ils forment alors des accumulations ressemblant aux moraines des glaciers et disposées en arcs de cercle dont la concavité est dirigée vers le haut de la pente.

Lorsqu'une *avalanche de neige* descend sur un cône d'éboulis, elle y creuse souvent un profond sillon et rejette les blocs à droite et à gauche, de sorte qu'il se forme deux remparts parallèles qui suivent les lignes de plus grande pente. C'est exactement la disposition

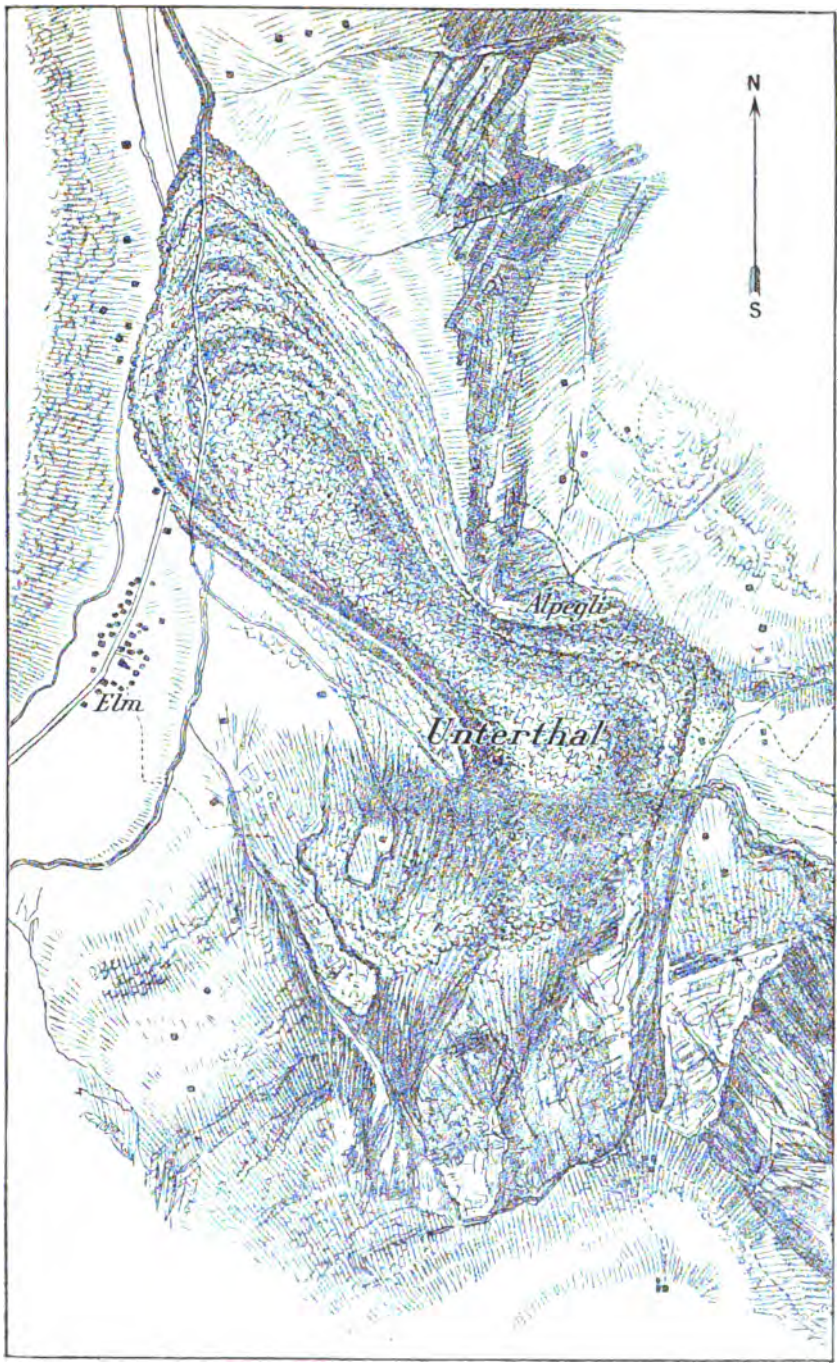


Fig. 151. — Plan de la région affectée par l'éboulement d'Elm (canton de Glaris) du 11 septembre 1881 (d'après Albert Heim).

Échelle : environ 1/15000.

qu'offrent les *avalanches sèches*, formées sur les cônes volcaniques par décollement des projections entassées, que Lacroix XVII, [12] a observées sur les flancs du cône terminal du Vésuve en 1906 (pl. XIX, 4).

Éboulements. — L'infiltration des eaux météoriques ou la désagrégation peuvent déterminer l'arrachement brusque de grands rochers ou de véritables quartiers de montagnes qui s'écroulent en masse et atteignent le fond des vallées. Ces grands éboulements sont fréquents dans les pays de montagnes, mais ce n'est guère qu'en Suisse qu'ils ont fait l'objet de travaux sérieux, dus principalement à Heim [20-22] et à ses élèves.

L'éboulement d'Elm (fig. 151), dans le canton de Glaris, le 11 septembre 1881, peut être pris comme type du phénomène. Sous l'influence des pluies persistantes, des infiltrations avaient pénétré dans les fissures des schistes éocènes formant les escarpements au-dessus d'une grande carrière dont on avait imprudemment poussé l'exploitation trop loin dans l'intérieur de la montagne. Il se produisit un brusque arrachement le long d'une de ces fissures et la masse détachée, évaluée à 10 millions de mètres cubes, descendit en se dissociant jusqu'à un ressaut, d'où les blocs rebondirent horizontalement, les derniers poussant les premiers, pour tomber ensuite dans la vallée. Là ils continuèrent leur mouvement sur une surface dont la pente ne dépassait pas 3 1/2 °/₀, en glissant avec une vitesse prodigieuse, entraînant tout sur leur passage et formant une vraie coulée de plus de 1 400 m de longueur, sur une largeur de 400 à 500 m, couvrant ainsi d'une nappe de débris une surface de 580 000 m², avec une épaisseur moyenne de 15 à 20 m. La coulée a d'abord rempli la vallée latérale de l'Unterthal, puis elle a rencontré, en face de la surface d'arrachement, une croupe, le Düniberg, au-dessous d'Alpegli, qui l'a déviée vers la gauche, dans la vallée principale, qu'elle a entièrement barrée en aval du village d'Elm. L'obstacle du Düniberg a, de plus, donné lieu à une remontée des débris du bord droit de la coulée jusqu'à 100 m au-dessus du thalweg de la vallée.

Le fait que les blocs peuvent remonter les pentes après s'être déplacés horizontalement avec une vitesse prodigieuse se retrouve souvent dans les grands éboulements. Heim en tire la conclusion que les lois de l'éboulement des solides ne s'appliquent pas à ces phénomènes, qui semblent régis plutôt par les mêmes lois que l'écoulement des liquides.

Il est des éboulements où l'arrachement est moins brusque, puis-

qu'ils sont dus à un glissement lent, puis de plus en plus accéléré, sans phénomènes de rebondissement, comme dans le cas précédent. Mais là aussi les roches se dissocient et, arrivées au bas de la pente, peuvent se déplacer horizontalement.

Souvent les grands éboulements forment au travers des vallées des barrages qui donnent lieu à des lacs, dans lesquels la rivière est obligée de se creuser un nouveau lit. C'est ce qui s'est produit par exemple lors du grand éboulement de Servoz, qui barra la vallée sur une longueur de plusieurs kilomètres, jusqu'à ce que l'Arve se soit frayé un passage en déblayant le front de l'éboulement (pl. I).

Les cours d'eau s'emparent ainsi des matériaux apportés dans les vallées par les éboulements et les entraînent vers l'aval. Ils peuvent en faire autant pour les cônes d'éboulis (pl. XLII, 1). Toutefois, lorsque, sous un climat très sec, l'action des eaux courantes est presque nulle, les détritus s'accumulent indéfiniment, si bien que l'on a pu dire de certaines montagnes de l'Asie centrale qu'elles étaient ensevelies sous leurs propres débris.

Coulées de boue. — Les eaux météoriques peuvent s'infiltrer dans des roches argileuses à la faveur de fissures ou des plans de stratification. Pour peu que la désagrégation ait fait son œuvre, il se forme alors une masse boueuse, qui, sollicitée par la pesanteur, s'écoule soit lentement et d'une manière presque continue, soit subitement, après de violentes averses, et alors avec une très grande vitesse. Quelquefois c'est tout un flanc de montagne qui descend ainsi dans la vallée; d'autres fois la coulée suit le lit d'un torrent (pl. XLII, 2) et la ressemblance avec une coulée volcanique est telle, que le mot de *lave* est employé dans les Alpes françaises pour désigner le phénomène. Cependant, la région axiale de la coulée présente quelquefois un sillon étroit, creusé par les eaux courantes (pl. XLII, 2).

A l'origine de la coulée, on observe des surfaces d'arrachement et des fissures parallèles à celles-ci, qui indiquent une descente par paquets successifs (pl. XLIII).

Dans le Tyrol méridional les coulées de boue, qui se produisent au détriment des marnes triasiques, causent souvent de grands dégâts. En France, les marnes noires et les schistes argileux du Jurassique du bassin de la Durance, connus des forestiers sous le nom de « terres noires », sont en quelque sorte le lieu d'élection du phénomène; mais on rencontre aussi dans nos Alpes des argiles tertiaires et des boues glaciaires qui donnent lieu à de grands glissements de terrain.

Cliché James Jackson.

PAROI ORIENTALE DE L'ENTRÉE DU CIRQUE DE MADAS (Aveyron).
Modelé des dolomies jurassiques dû à l'action des agents atmosphériques.

Cliché A. Bigot.

PRISMES BASALTIQUES COMMENÇANT A SE DÉSAGRÉGER EN BOULES.
Perrier, près Issoire (Puy-de-Dôme).

UofM

Cliché Léon Bertrand.

DIACLASES DANS LE GRANITE ET DÉBUT DE LA DÉSAGRÉGATION EN BOULES.
Carrière de Diélette (Manche).

Cliché communiqué par M. Ch. Vélain.

DÉSAGRÉGATION EN BOULES
du granite porphyroïde de la Margeride
Allenc (Lozère).

UofM

Cliché James Jackson.

ÉBOULEMENT DU ROSSBERG DANS LA VALLÉE DE GOLDAU.
2 septembre 1806.
Vue prise de la station d'Arth-Goldau (Schwyz).

Cliché Alph. Mérian.

SASS-SONGER, PRÈS CORVARA (Tyrol méridional).
Sommet dolomitique avec traînées d'éboulis.

Cliché Émile Haug.

VALLON DE LA MOUTIÈRE PRÈS FOURS (Basses-Alpes)
encombré par des éboulis.

Cliché Émile Haug.

TORRENT DE POCHE, PRÈS JAUSIERS (Basses-Alpes).
Extrémité inférieure d'une coulée de boue avec rigole médiane creusée par les eaux courantes.

Cliché Émile Haug.

Cliché Émile Haug.

Vue prise du même s montrant la crête entamée illet 1906).

Cliché W. Kilian.

EFFETS DU RUISSELLEMENT SUR LES DÉPÔTS GLACIAIRES DU VALLON DE VALAURIA, près Théus (Hautes-Alpes).
Crêtes et pyramides coiffées.

Cliché Émile Haug.

PYRAMIDES COIFFÉES (DEMOISELLES) D'ORBANNE, près Pontis (Basses-Alpes).

Des blocs résultant d'éboulements antérieurs ou de couches résistantes superposées aux formations argileuses sont quelquefois entraînés dans le mouvement de descente et englobés dans la lave. Il peut se former alors de véritables brèches, qui offrent de grandes analogies avec les brèches volcaniques, si fréquentes surtout dans les volcans andésitiques. On a conclu à une identité d'origine, en particulier dans le cas des agglomérats andésitiques de l'Auvergne. Cette interprétation, due à Poulett Scrope, reprise et développée par Marcellin Boule [24], a été confirmée, au moins pour un certain nombre de cas, par les observations de Lacroix à la Montagne Pelée. Là, les coulées de boue ne sont autre chose que des amas de cendres et de blocs projetés, accumulés sur les flancs du volcan et rendus fluides par les abondantes pluies tropicales. En Auvergne, toutefois, certaines brèches à éléments volcaniques ne peuvent s'expliquer, vu les conditions de pente, qu'en faisant intervenir l'action des eaux courantes et des débâcles glaciaires (Michel-Lévy).

Ablation par le ruissellement. — L'eau provenant des précipitations atmosphériques qui ne s'infiltre pas dans le sol ruisselle à la surface, et les petits filets d'eau qui suivent les lignes de plus forte pente se réunissent en filets plus importants et alimentent les cours d'eau. On appelle communément *eaux sauvages* les eaux qui coulent ainsi sur les pentes, après les chutes de pluie ou la fonte des neiges, en suivant des tracés variables sans lits permanents. Leur rôle comme agent d'ablation est très important, mais elles n'effectuent le transport des matériaux entraînés que jusqu'au bas des pentes, où les eaux courantes viennent les relayer dans cette tâche.

Le ruissellement emporte avant tout les produits de la désagrégation; il nettoie ainsi les pentes, qui offrent alors aux agents atmosphériques des surfaces périodiquement rafraîchies. Mais il est capable également d'entraîner des parcelles arrachées aux roches détritiques composées d'éléments fins, ou pélitiques (v. chap. VIII, p. 109). Les surfaces argileuses ou marneuses, non recouvertes de végétation, peuvent être ainsi ravinées superficiellement par l'action exclusivement mécanique des eaux sauvages. Les ruisselets dessinent alors sur les pentes un réseau aux ramifications d'autant plus nombreuses que la surface est irrégulière. Lorsque la pente est, par contre, très régulière et le terrain très homogène, les petits ravins, séparés par des crêtes étroites, sont à peu près parallèles et se subdivisent fort peu (pl. XLIV, 1).

Les crêtes qui séparent les rigoles voisines ne tardent pas à se

découper en pyramides alignées suivant la pente [25]. L'effet du ruissellement sur les versants est finalement de diminuer leur pente, et cette diminution ira en s'accentuant, tant que se prolonge l'action des pluies.

Lorsque les terrains argileux renferment des blocs plus ou moins gros, comme c'est le cas pour les argiles à blocaux d'origine glaciaire ou pour les brèches formées par la « lave » des torrents, chaque bloc oppose une résistance à l'action du ruissellement et préserve de l'ablation les argiles sous-jacentes. Les ruisselets sont obligés de se diviser devant l'obstacle et travaillent alors tout autour à creuser leurs rigoles. Finalement les blocs sont perchés au sommet de pyramides d'argile qu'ils ont ainsi protégées (pl. XLIV, 1). C'est le phénomène des *blocs perchés* ou *pyramides coiffées*, si communes dans les boues glaciaires des Alpes. Les exemples les plus connus sont les « pyramides de terre » de Bozen, dans le Tyrol méridional, la « Cheminée des Fées » de Saint-Gervais-les-Bains et les « Demoiselles » de Théus, de Pontis (pl. XLIV, 2) et de bien d'autres localités dans la haute vallée de la Durance. Le même phénomène s'observe en miniature dans tous les sédiments fins renfermant des éléments plus gros irrégulièrement distribués, lorsque leur surface est soumise à l'action de la pluie. Quelquefois ce sont des fossiles, tels que les Ammonites, qui coiffent ainsi des pyramides minuscules.

Dans le cas de couches horizontales, inégalement résistantes, les couches les plus compactes opposent aussi un obstacle au ruissellement, de sorte qu'elles sont mises en saillie et finissent par s'ébouler à la faveur des diaclases et à la suite de l'affouillement que subissent les couches tendres intermédiaires. La pente ira donc également en diminuant peu à peu, tout comme si elle était constituée par un terrain homogène.

Dans le cas de couches inclinées, la mise en saillie des bancs résistants est encore plus accentuée. Le ruissellement ravine les couches meubles et fait reculer leur surface d'affleurement, tandis que les couches plus compactes forment des crêtes allongées, auxquelles les Américains ont donné le nom de *hog-backs* (pl. XLV). De même des couches verticales particulièrement résistantes (pl. XLVI) et des dykes volcaniques peuvent se trouver déchaussés par le ruissellement des roches meubles qui les accompagnaient (pl. XXX). Beaucoup d'accidents tectoniques sont ainsi mis en évidence par les effets dus aux eaux sauvages, qui s'exercent inégalement sur les différentes couches.

Malgré cette mise en saillie des bancs résistants, on constate que

partout le ruissellement suffisamment prolongé aboutit à une régularisation des versants. Les diverses pentes que séparaient des ressauts se raccordent et les arêtes vives sont finalement supprimées. Le profil d'un versant tend vers une courbe régulièrement concave. Lorsque, par contre, le ruissellement joue un rôle insignifiant, comme c'est le cas pour la craie, qui est trop perméable, ce profil est généralement convexe. Les *Downs* du Sud de l'Angleterre sont le type classique de cette forme spéciale de reliefs.

Ablation et transport par le vent. — Si les phénomènes de transport dus au ruissellement sont peu importants, quand l'action des eaux courantes ne vient s'y ajouter, il n'en est pas de même du transport par le vent, qui complète dans une large mesure l'œuvre d'ablation due à ce même facteur. Nous allons étudier successivement ces deux phases de l'action éolienne.

Déflation. — Dans les déserts, le principal agent d'ablation des produits de la désagrégation est le vent. Non seulement il balaie toutes les surfaces horizontales et enlève tous les débris épars que sa vitesse lui permet d'entraîner, mais il fouille aussi tous les creux, toutes les anfractuosités des rochers, les vide totalement de tous les fins détritus résultant de la désagrégation qui les remplissent partiellement et emporte au loin tous ces matériaux. Ce phénomène a reçu de Joh. Walther le nom de *déflation* [26]. C'est seulement grâce à la déflation que, dans les déserts, la désagrégation produit tout son effet et peut arriver à sculpter les reliefs; car le ruissellement ne joue ici qu'un rôle insignifiant, les eaux courantes n'agissent que dans les gorges des rivières et ne déblaient les détritus qui encombrent leur lit qu'au moment des crues, après les chutes de pluie, rares, mais d'autant plus abondantes; sans l'ablation par le vent, les produits de la désagrégation s'accumuleraient indéfiniment à la surface des vastes plaines du désert et au pied des escarpements formés par l'action des cours d'eau.

On a souvent attribué au vent la faculté de sculpter lui-même les reliefs, grâce au sable qu'il entraîne avec lui et qui agirait comme un burin. Mais nous verrons plus loin que cette action, si saisissante qu'elle soit dans ses effets, est plutôt superficielle, sauf dans les cas plutôt rares où des roches très tendres ont été entamées par du sable siliceux poussé par le vent. Dans tous les cas, il s'agit ici d'un phénomène qui ne peut se concevoir qu'accompagnant ce transport. Réservant le nom d'érosion aux creusements résultant du transport de matériaux solides par les eaux courantes, on a proposé le terme

de *corrasion* pour désigner le burinage et l'usure des roches par les actions éoliennes.

Transport. — Le vent est susceptible d'entraîner des matériaux meubles d'autant plus gros qu'il est plus violent. Habituellement les poussières seules, qu'elles soient d'origine cosmique, volcanique ou superficielle, sont transportées au loin. Les cailloux fins ne sont soulevés par le vent que lorsque celui-ci souffle en tempête et ils ne sont jamais entraînés à de grandes distances. Les matériaux moyens, c'est-à-dire les grains de sable, sont, par contre, poussés à la surface du sol par un vent de moyenne intensité et, pour peu que la direction de ce vent reste constante pendant un temps suffisant, le transport peut se faire à des distances très appréciables et il a pour résultat la formation de monticules ou de vrais montagnes de sable appelées *dunes*, dans des conditions que nous allons étudier très sommairement, car cette question est plutôt du domaine de la Géographie physique.

Les conditions favorables à la formation des dunes ne se trouvent réalisées que dans deux types de régions, sur les côtes plates et dans les déserts. C'est là seulement que le vent trouve à sa disposition des espaces de sable sec suffisants et des surfaces planes assez étendues pour que le phénomène puisse se produire avec toute son ampleur. C'est là aussi que les vents soufflent pendant un temps suffisamment long dans une même direction. Les sautes de vent brusques et fréquentes sont aussi défavorables à la naissance des dunes que la végétation et un sol trop accidenté.

Dans les régions où un même vent est dominant pendant presque toute l'année, ce qui est le cas dans quelques déserts et sur la plupart des côtes, où règne généralement le vent de mer, les dunes se présentent sous la forme de longs remparts perpendiculaires à la direction du vent, avec profil transversal très régulier, dissymétrique, à pente douce du côté au vent (5-12°), à pente abrupte du côté sous le vent (28-30°). Par contre, dans les régions où les vents régnants changent d'une saison à l'autre, comme dans beaucoup de déserts, en particulier au Sahara, la dissymétrie est beaucoup moins accusée et le sommet prend la forme d'une crête sinueuse (pl. XLVII).

On a souvent attribué la formation des dunes à des obstacles de diverse nature, tels que aspérités du sol, buissons, constructions, qui lui sont incontestablement favorables, car ils ralentissent localement la marche du sable; mais leur présence, contrairement à l'opinion d'Arrhenius, de Günther, de Neumayr, n'est nullement indispensable. Baschin [30, 31] a donné avec raison comme véritable cause

de la naissance d'ondulations à la surface du sable la tendance de toutes les surfaces planes à se transformer, sous l'action du vent, en surfaces ondulées. Pour s'en convaincre, il suffit d'observer les effets d'un coup de vent sur une place couverte d'asphalte : la poussière y forme des rides régulières, perpendiculaires à la poussée du vent, qui correspondent à une distribution inégale de la pression et reproduisent tout à fait l'aspect des dunes. Les vagues de la mer n'ont pas une autre origine, mais la différence fondamentale qui existe entre les vagues et les dunes réside dans le fait que dans la formation des vagues il y a seulement transmission du mouvement ondulatoire, les molécules ne se déplaçant pas dans le sens de la poussée du vent, tandis que, dans le cas des dunes, les grains de sable obéissent à cette poussée et suivent le plan incliné jusqu'au sommet.

Les observations de Sven Hedin [33] dans les déserts de l'Asie centrale ont tout à fait confirmé les conclusions théoriques de Baschin.

Les dunes régulières, à versants dissymétriques, se déplacent individuellement dans la direction du vent régnant, en conservant leur forme. C'est là un fait d'une importance géologique capitale; les causes en sont faciles à saisir. Le vent remonte la pente douce en emportant avec lui les grains de sable superficiels, qui, arrivés au sommet de la dune, s'éboulent sur le côté opposé. Ainsi le versant au vent se trouve entamé par ablation parallèlement à sa surface, tandis que le versant sous le vent s'accroît par apport de sable. La crête de la dune se déplace donc peu à peu dans le sens du vent. Ce n'est toutefois qu'au bout d'un certain temps que ce régime de progression régulière s'établit; au début, les petites dunes sont détruites presque aussitôt qu'elles sont formées; mais si un obstacle vient à ralentir l'entraînement du sable à la surface du sol, ou si ce ralentissement est causé par l'humidité locale du sable, la partie intérieure de la dune est fixée et la progression aura lieu sans augmentation de la hauteur, si la masse de sable reste constante (fig. 152, *a*). Si, par contre, l'apport de sable nouveau est très considérable, la progression de la dune sera accompagnée d'une augmentation de hauteur (fig. 152, *b*). Si, enfin, l'apport de sable nouveau est insuffisant pour compenser l'ablation sur le versant au vent, la dune diminuera de hauteur, à mesure qu'elle progressera (fig. 152, *c*).

Dans les régions où le vent possède une direction à peu près constante, la hauteur des dunes ne dépasse guère 90 m. Il n'en est

pas de même dans les pays où les vents qui règnent pendant les différentes saisons se contrarient. On cite alors, comme dans le Sahara, et en particulier dans le grand Erg, des dunes qui atteignent jusqu'à 500 m de hauteur. Mais elles ne progressent pas, car, comme l'a montré Rolland [34], le mouvement dans un sens se trouve annulé par un mouvement en sens inverse à la saison suivante. Foureau [35] a décrit les changements incessants qui se produisent dans la forme sinueuse de la crête terminale.

Quoique les grandes dunes elles-mêmes restent stationnaires, la

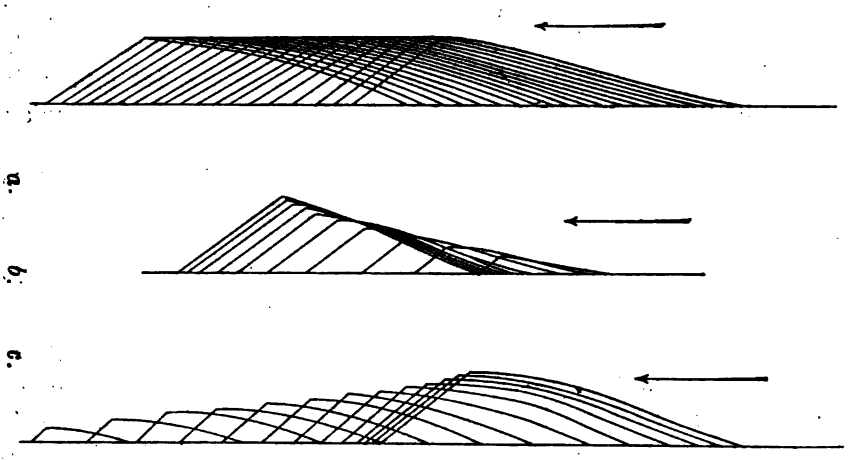


Fig. 152. — Progression d'une dune (d'après Sven Hedin).

a, progression régulière dans le cas où la masse du sable reste constante; *b*, progression décroissante et augmentation de la hauteur, dans le cas où la masse du sable augmente; *c*, progression croissante et diminution de la hauteur, dans le cas où la masse du sable diminue graduellement.

nappe de sable poussée par le vent envahit néanmoins des régions précédemment couvertes de végétation. Mainte oasis saharienne a ainsi disparu (pl. XLVIII, 1).

Les plaines de sable et les pentes douces du versant des dunes situé au vent sont souvent couvertes de fines rides en tous points comparables aux *ripplemarks* formées au fond de la mer sous l'action des courants marins. Leur formation est analogue à celle des ondulations d'une mer agitée par une brise légère et aux rides d'une surface de neige balayée par le vent.

Lorsque le vent pousse devant lui du sable sur un sol uni n'offrant qu'une très faible résistance au frottement, il se forme d'abord de petits tas de sable surbaissés, qui ne tardent pas à prendre une section dissymétrique et font eux-mêmes obstacle au vent. Les grains de sable qui rencontrent les tas sont déviés à droite

Fig. 153. — Plan de dunes en croissant (*barkhanes*), environs de Boukhara (d'après JOHANNES WALTHER).

Échelle : 1/30000.

et à gauche, tandis qu'en arrière se trouve une surface protégée. Le tas prend ainsi peu à peu la forme d'un croissant, dont les deux cornes sont dirigées vers le côté sous le vent (pl. XLVIII, 2). Les deux versants, de pente très inégale, se raccordent par une crête incurvée qui aboutit aux pointes des cornes. Ces dunes embryonnaires sont fréquentes sur le bord des déserts, par exemple au Turkestan, où on leur donne le nom de *barkhanes* (fig. 153). Elles sont souvent groupées deux à deux et de leur coalescence peuvent naître des dunes formant des remparts transversaux à la direction du vent. Lorsque le sens du vent change, les cornes du croissant disparaissent, pour se reformer de l'autre côté; la concavité est alors en sens inverse. Dans les « mers de sable » des bords du Sahara (pl. XLIX), on observe ainsi simultanément des croissants orientés suivant des directions tout à fait opposées.

Joh. Walther [27] considère les barkhanes comme le type des dunes prenant naissance sur des surfaces planes et comme l'élément primitif d'où dérivent toutes les autres formes de dunes. Cette manière de voir paraît très justifiée pour les dunes désertiques, mais elle s'applique difficilement aux dunes marines, où le substratum est toujours sableux.

L'invasion par les dunes marines est presque toujours arrêtée à une faible distance de la mer par la végétation, mais les dunes désertiques envahissent peu à peu des surfaces immenses, des régions très éloignées de leur lieu d'origine, où le sable prend naissance par désagrégation. Elles s'étendent à des pays où n'affleurent pas de formations gréseuses et reposent indistinctement sur les terrains les plus divers, si bien que l'on a pu parler de *transgression éolienne*.

3° CORRASION ET CORROSION

Si l'on emploie le terme de *corrasion* pour le burinage produit par les actions éoliennes, on peut restreindre l'acception du terme de *corrosion* aux actions chimiques qui accompagnent le phénomène de ruissellement. L'une et l'autre contribuent à la sculpture des formes de la surface terrestre, mais leur mode d'action est bien différent. Le vent travaille suivant des lignes horizontales; le ruissellement, suivant les lignes de plus grande pente.

Corrasion. — La corrasion, on l'a dit plus haut, n'est autre chose qu'un phénomène accessoire accompagnant le transport du sable par le vent.

Cliché Émile Haug.

ROCHER ET ROUTE DES BAINS, PRÈS DIGNE.
Exemple de mise en saillie de couches résistantes (calcaires siliceux non stratifiés du Lias moyen, sur les calcaires bien stratifiés du Lias inférieur).

Cliché Neurdein.

DÉPÔT DE SOURCES CALCAIRES CHAUDES
DE HAMMAM-MESKOUTINE (département de Constantine).

Clichés Émile Haug.

LE MUR DE TANARON (Basses-Alpes).
Banc de conglomérat ayant résisté à la destruction par les agents atmosphériques.

Clichés F. Foureau.

GRANDES DUNES DU GRAND ERG,
région de l'Ouar.

Cliché Capitaine Bérenger.

PALMERAIE DE GUERZIN,
vallée de la Saoura (Sahara Oranais), envahie par les dunes.

Cliché communiqué par M. A. Dereims.

BARKHANES DE LA JOYA (Alt. 1380 m),
entre Mollendo et Arequipa (Pérou méridional).

Cliché Capitaine Bérenger.

LA MER DE SABLE A BENI-ABBÈS (Sahara oranais).

Poussé avec violence, par le vent qui souffle en tempête, contre des parois rocheuses, le sable siliceux polit, grâce à la dureté de ses grains, toutes les surfaces contre lesquelles il est projeté; il arrondit peu à peu toutes les aspérités et accentue tous les creux en les affouillant. Il use rapidement les roches tendres et met, par suite, en saillie les roches dures.

Foureau a remarqué maintes fois au Sahara [35] que le sable poussé par le vent se tient à une faible hauteur au-dessus du sol, à 2 ou 3 m tout au plus. Aussi n'y a-t-il rien d'étonnant à ce que ce soit surtout à la base des escarpements que la déflation et la corrasion agissent, d'où les singulières formes en champignon qu'affectent les rochers isolés dans le désert et le caractère tabulaire très accentué que présentent les témoins formés de terrains horizontaux.

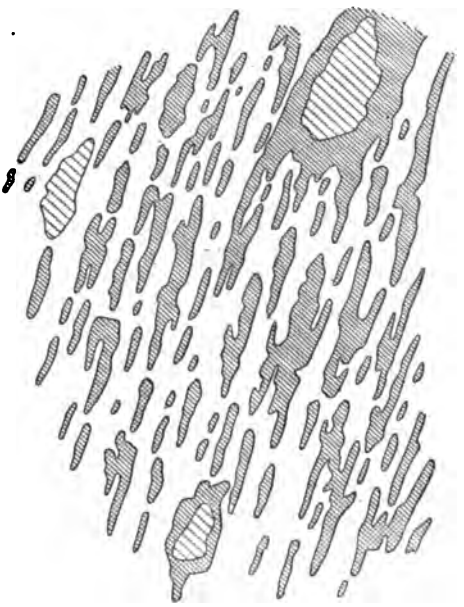


Fig. 154. — Plan schématique d'un désert à jardangs (d'après Sven Hedin).

D'ailleurs ces phénomènes de corrasion ne se rencontrent pas exclusivement dans les régions à climat désertique, comme le montrent, dans la vallée du Rhône, les murs exposés à l'action du mistral. Un exemple particulièrement probant a été signalé par Futterer [38] au château de Heidelberg. On en trouve de tout à fait semblables sur les châteaux des Vosges.

La corrasion ne se produit pas seulement au pied des parois rocheuses, elle s'attaque également aux surfaces horizontales, les polit simplement, lorsque la roche est dure, mais y détermine des excavations lorsque le sol est facile à entamer. Sven Hedin [33] a observé dans l'Asie centrale, dans le désert de Lop, où le sol est constitué par des couches argileuses, de longs sillons en forme de gouttières, séparés par des *jardangs*, crêtes assez irrégulières, mais généralement parallèles entre elles (fig. 154-156). Le fond des gouttières est souvent encore rempli de sable (fig. 156) et il est incontestable que c'est le sable poussé par le vent qui a creusé ces sillons,

tous à peu près également profonds, laissant entre eux des crêtes qui sont les parties de l'ancienne surface épargnées par la corrasion.

Les tourbillons causés par le déplacement de l'air donnent lieu à des formes de corrasion tout à fait spéciales. Des excavations coniques ou cylindriques, dont l'axe est vertical, prennent naissance par le mouvement gyratoire du sable. Leur analogie avec les

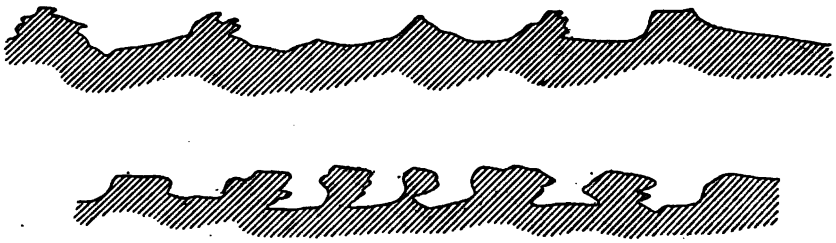


Fig. 155. — Coupe schématique transversale de jardangs (d'après Sven Hedin).

« marmites » creusées par l'érosion torrentielle est complète. Jean Brunhes [40] en a décrit d'intéressants exemples dans le désert de Nubie.

En dehors des roches en place la corrasion produit également ses effets sur les cailloux épars qui jonchent la surface du désert. Les phénomènes d'usure sont les mêmes et ils se traduisent par la mise en relief des parties dures (pl. L, 1). Dans les roches tendres les fossiles sont mis à nu et fréquemment dégagés aussi nettement

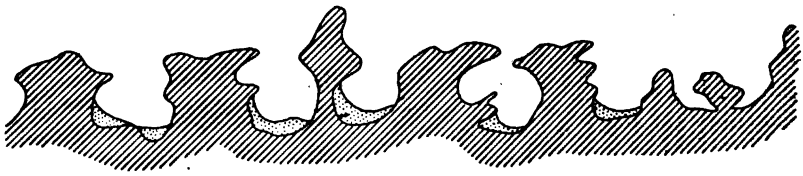
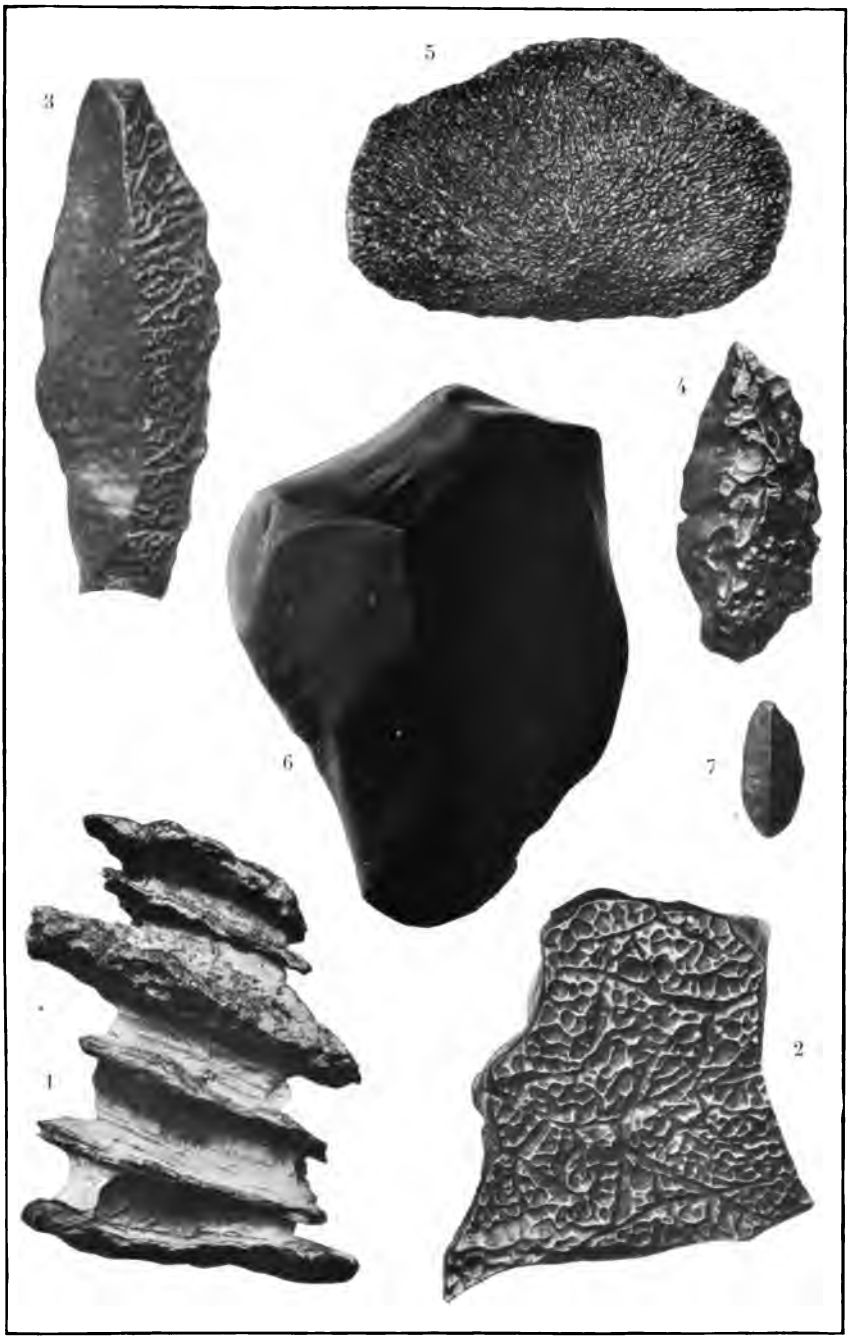


Fig. 156. — Jardangs séparés par des sillons remplis de sable (d'après Sven Hedin).

que s'ils avaient été préparés au moyen d'une fine brosse métallique.

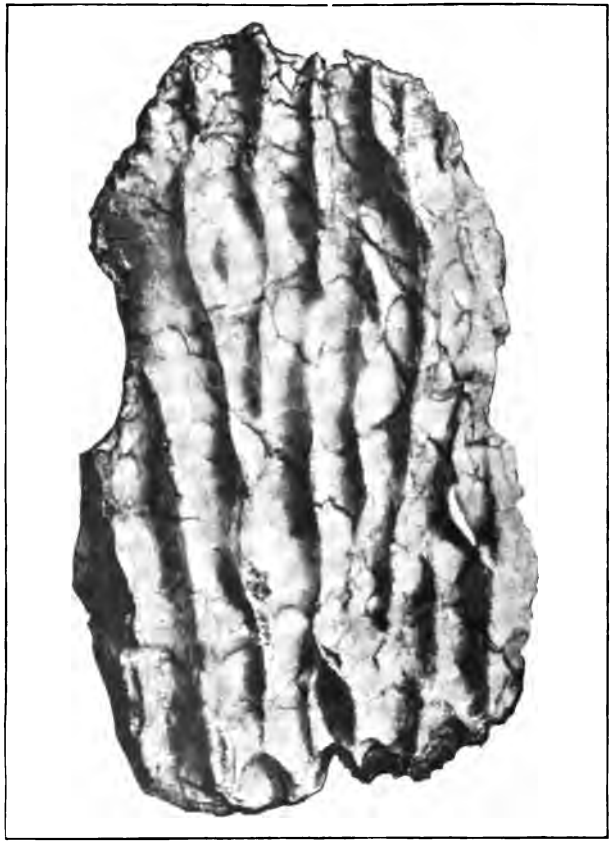
Sur des roches homogènes et dures, telles que les calcaires compacts et l'hématite rouge, il se forme de petites cupules juxtaposées ,qui donnent lieu à un aspect alvéolaire de la surface (pl. L, 2). Souvent les excavations prennent un aspect vermiculé (pl. L, 3-5), dû à ce qu'elles s'allongent suivant la direction du vent dominant. Il y a parfois deux ou plusieurs directions qui se croisent, d'où résulte une sorte de *guillochage*, que Foureau attribue à la grande finesse du sable dans les régions du Sahara septentrional, si riches en cailloux présentant

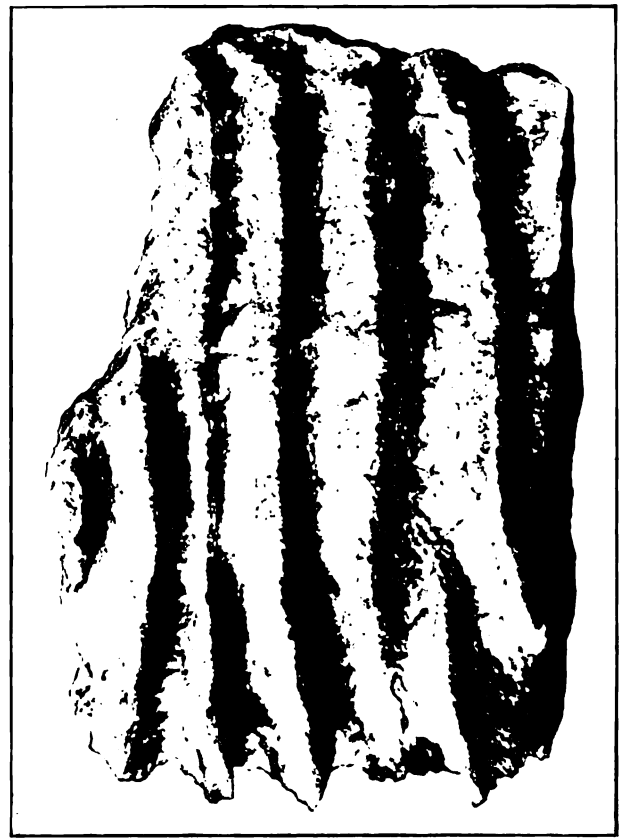


1, 5, 7, d'après F. Foureau ; 6, cliché H. Ragot.

CAILLOUX FAÇONNÉS PAR L'USURE ÉOLIENNE.

1, mise en relief des parties dures, dolomie zonée, Sahara du Nord ;
2, formation d'alvéoles sur un calcaire en plaquettes, Erg d'Issaouan (Sahara du Nord) ;
3, vermiculations sur l'une des faces d'un éclat calcaire, désert de Mokrane (Algérie) ;
4, instrument paléolithique corrodé, Erg d'Issaouan ;
5, vermiculations partant d'un point central, calcaire sublithographique du Nummulitique, désert de Mokrane ;
6, caillou à facettes, Pazo del Portillo, Quebrador (République Argentine) ;
7, caillou à facettes, plateau d'In-Azaoua (Sahara du Nord).





Clichés H. Ragot.

CORROSION PAR RUISSELLEMENT A LA SURFACE DE GYPSES SACCHAROÏDES.

Bir Mtirza, région de Tataouïne (Tunisie), échantillon recueilli par M. Pervinquière. Réd. 1/2.

Négrine (prov. de Constantine), échantillon recueilli par M. L. Joleaud. Réd. 1/2.

Cliché E. A. Martel.

Grande crevasse et sommet de Chabrières (calcaires jurassiques charriés).

Cliché E. A. Martel.

Ciselures dues au ruissellement.

Cliché Émile Haug.

Fond de la grande crevasse.

OUCANE DE CHABRIÈRES,
près Chorges (Hautes-Alpes).

UCSF

ces sculptures remarquables. Parfois les vermiculations rayonnent à partir d'un point central (pl. L, 5). O. Abel [39], qui a étudié tout particulièrement ces formes étoilées, les compare à celles que F. E. Suess a décrites comme caractéristiques d'une catégorie spéciale de météorites vitreuses, les moldavites, et que ce même géologue a pu reproduire expérimentalement en projetant très obliquement de la vapeur d'eau sur des disques de colophane doués d'un mouvement de rotation. Il est incontestable que ces analogies sont frappantes; mais des observations faites sur place sur le mode de sculpture des cailloux du désert permettront seules de donner une interprétation définitive de ces étoilements.

Il est ensuite des blocs qui sont simplement usés et polis par l'action du sable auquel ils font obstacle. Il se forme alors dans la direction du vent, sur les deux faces, des surfaces planes, qui, venant à se couper, donnent naissance à une arête axiale. Les deux surfaces ainsi formées délimitent avec la face sur laquelle repose le bloc un prisme à trois faces, ou plutôt un corps affuté aux deux bouts, mais dont les sections perpendiculaires à l'axe sont toujours triangulaires (pl. L, 6, 7). Ce sont les *cailloux à facettes*, les *Dreikanter*, si communs dans le désert et que l'on retrouve quelquefois dans les formations désertiques des périodes géologiques. D'autres fois le nombre des faces est plus grand, parce que les cailloux se sont déplacés et se présentent au vent avec une autre orientation. C'est surtout sur les calcaires compacts très durs et sur les roches siliceuses que naissent ces surfaces d'usure planes et polies.

Corrosion. — Nous avons vu plus haut que les eaux de ruissellement produisent, suivant les lignes de plus grande pente, dans les terrains meubles et homogènes, des entailles assez régulières, séparées par des crêtes parallèles. Un effet semblable est produit non plus par ablation, mais par dissolution, sur les pentes constituées par des roches solubles.

Les surfaces où affleurent des couches de sel gemme (« rochers de sel » de l'Afrique du Nord) ou de gypse sont creusées de rainures simples ou subdivisées, dont les crêtes séparatrices sont remarquablement aiguës (pl. LI). Le ruissellement d'eaux, même très pures, suffit parfaitement à expliquer ces formes dans un terrain aussi soluble.

Sur les terrains calcaires de pareils aspects de ravinement ne peuvent s'expliquer que par une certaine teneur en acide carbonique dans les eaux de ruissellement.

On sait, en effet, que les eaux de pluie en renferment une quantité assez notable, de sorte que c'est à elles seules que l'on doit attribuer les véritables *ciselures* qui entament souvent les surfaces calcaires (pl. LII, 2). C'est ici tout particulièrement que le terme de corrosion convient pour caractériser le phénomène.

On a donné le nom de *lapiaz* ou de *rascles* (en allemand *Karren*) aux plateaux calcaires où s'est exercée sur une grande échelle la corrosion par les eaux de ruissellement [41-43].

Lorsque les surfaces sont inclinées, les rigoles suivent très régulièrement les lignes de plus grande pente. Elles sont d'abord peu profondes, mais ne tardent pas à s'encaisser davantage, mettant ainsi en saillie les arêtes séparatrices, qui ne tardent pas à se

Fig. 157. — Lapiaz du Sentis (d'après A. Heim).

segmenter, de sorte que le lapiaz est comme hérissé de pointes, toutes dirigées vers l'amont. C'est ce que l'on observe surtout au Silbern, dans le canton de Glaris et au Sentis (fig. 157). Lorsque le plateau calcaire est peu incliné, le rôle du ruissellement est moindre et la corrosion par les eaux pluviales s'effectue surtout le long des diaclases et de failles qui sont ainsi mises en évidence. La surface prend alors l'aspect d'une ville avec des rues à angle droit (pl. LII; fig. 158). Le lapiaz ou « oucane » de Chabrières près Chorges (Hautes-Alpes) est un exemple admirable de ce type spécial, où les ciselures dues au ruissellement ne jouent qu'un rôle secondaire [43].

Les lapiaz les plus typiques prennent naissance aux altitudes les plus différentes, de sorte qu'il n'est pas possible d'invoquer, comme on l'a fait quelquefois, la présence d'anciens glaciers ou celle de la neige pour expliquer leur formation. On les rencontre partout où des calcaires affleurent sans être recouverts d'une végétation protectrice. Les ciselures les plus fines s'observent sur les calcaires compacts, mais des formes plus grossières se retrouvent sur tous les calcaires et même sur des grès à ciment calcaire, ou sur des granites.

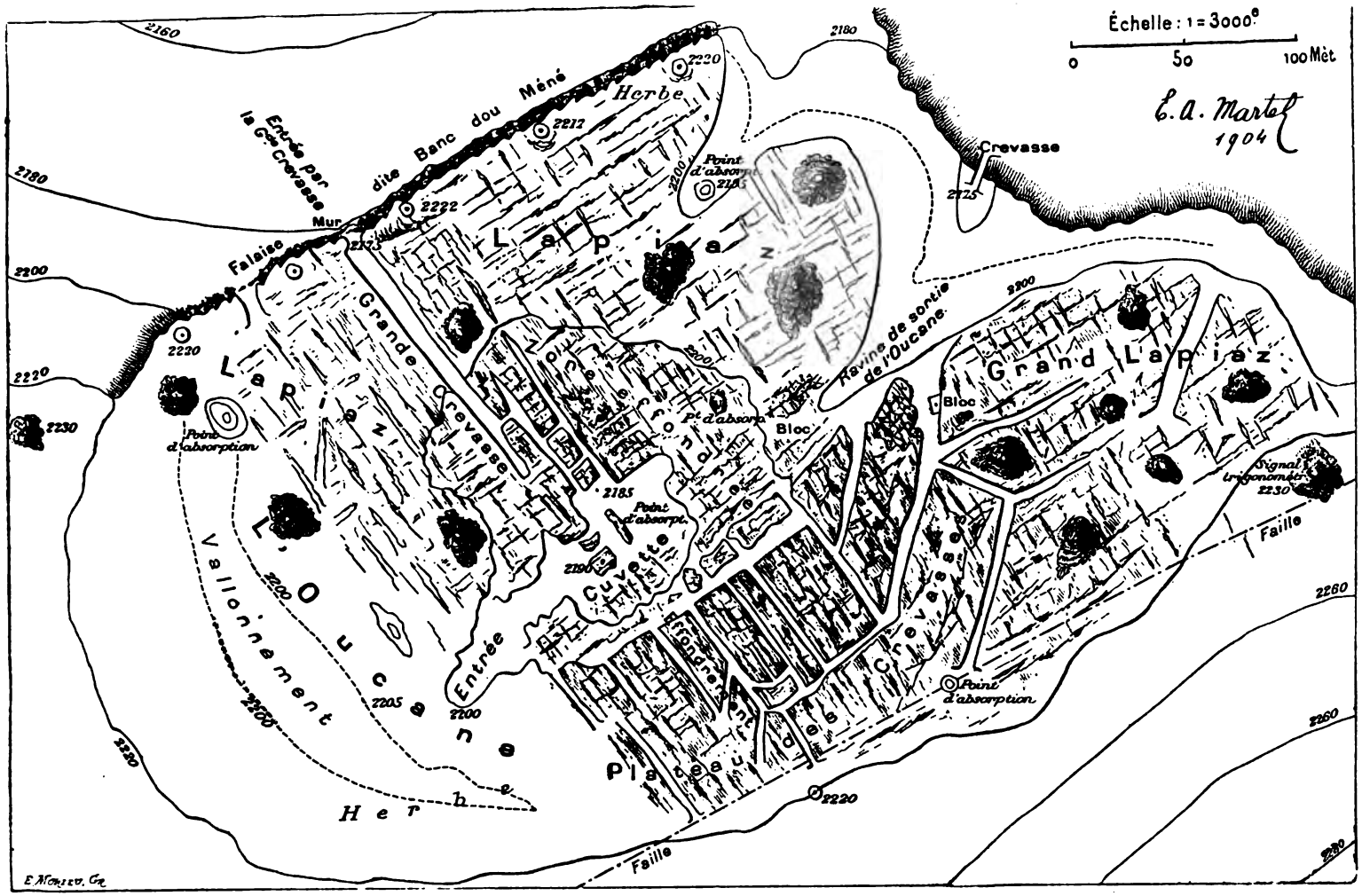


Fig. 158. — Plan de l'Oucane de Chabrières, près Chorges (Hautes-Alpes), type de lapiaz dû à la corrosion d'un plateau calcaire suivant les fractures et les diaclases (cliché communiqué par M. E.-A. Martel).

Partout le ruissellement, se produisant sur des surfaces inclinées, donne lieu aux mêmes aspects, qu'il agisse par ablation sur des roches meubles et homogènes, ou par simple dissolution sur des roches très solubles, ou bien par corrosion sur des roches calcaires [25]. Son action se traduit encore par des effets tout à fait semblables sur les vieilles neiges que ravinent les pluies tièdes. Rien ne ressemble davantage à un lapiaz que la *nieve penitente* des Andes, dont divers auteurs, et en particulier R. Hauthal, ont donné des représentations si expressives. Cependant on en attribue souvent l'origine, non à des pluies, mais à des vents secs et chauds, qui déterminent la fonte de la neige.

4° SÉDIMENTATION

L'action des agents atmosphériques aboutit presque toujours, en dernière instance, à la formation de sédiments. Toutes les fois que les éléments ameublis ou transportés ne sont pas entraînés par les eaux courantes, qui finalement en amènent une partie à la mer, il se forme, à la surface des continents, des dépôts que l'on qualifie de *subaériens*, puisque, à l'encontre des autres sédiments, ils ne prennent pas naissance sous les eaux. Suivant que leurs éléments ont subi ou non un transport, et suivant la nature de ce transport, on peut distinguer plusieurs catégories de formations subaériennes, que nous allons passer successivement en revue.

Formations éluviales. — Les géologues russes appellent *formations éluviales* ou *eluvium*, par opposition au diluvium des anciens auteurs, qui est un terrain de transport par les eaux courantes ou par les glaciers, les produits de la désagrégation restés en place, par suite de défaut de pente ou de l'absence d'agents d'ablation. Il va sans dire que la composition de ces formations varie avec la nature des roches qui leur ont donné naissance. On les a classées principalement d'après leur nature minéralogique; leur étude détaillée ne peut trouver place ici.

Dans les régions tempérées, ce sont surtout les *limons* qui prédominent. Ils sont principalement constitués par de l'argile, colorée en jaune par de l'hydroxyde de fer, mélangée ou non de proportions très variables de sable siliceux et de calcaire. Ce sont souvent à la fois des produits de désagrégation et de décalcification. Les éléments insolubles ou peu solubles de la roche primitive s'y retrouvent d'ordinaire en blocs isolés. Un des exemples les plus connus de ces formations éluviales est l'*argile à silex* du bassin de Paris.

Dans les régions tropicales, les produits de la désagrégation des roches ont une composition bien différente. L'argile, c'est-à-dire un hydrosilicate d'aluminium, est généralement remplacée par de l'oxyde d'aluminum, l'hydroxyde de fer, par le sesquioxyde anhydre. On donne à cette roche, de couleur rouge brique, le nom de *latérite* introduit dans la science il y a un siècle par Buchanan, qui avait reconnu sa grande extension dans l'Inde méridionale. Depuis, on a souvent employé à tort ce terme dans un sens beaucoup plus général, en y faisant rentrer même des alluvions, pour peu que la coloration indique une certaine richesse en oxydes de fer. C'est une formation superficielle, qui peut atteindre des épaisseurs considérables. Elle naît d'ordinaire aux dépens de roches cristallines riches en feldspath, mais on ignore encore dans quelles conditions la silice s'est séparée de l'alumine. Certains auteurs croient à l'intervention de Bactéries.

La latérite est localisée dans les régions des pluies tropicales. Elle occupe principalement les plateaux et les régions montagneuses, où elle peut s'élever à de grandes altitudes. Mais il existe aussi de la latérite remaniée, soit par le ruissellement, soit par les eaux courantes. Elle se rencontre alors dans les vallées.

La *bauxite* est, comme la latérite, un mélange d'alumine hydratée et de sesquioxyde de fer. Elle repose, dans le Midi de la France, sur des dépôts d'âge quelconque, mais elle paraît elle-même d'âge crétacé. Il est probable qu'elle s'est formée aux dépens des mêmes roches que la latérite et dans des conditions identiques. La bauxite est actuellement le principal minerai d'aluminium.

Dépôts de sources. — On a vu dans le chapitre précédent comment les eaux d'infiltration, chargées d'acide carbonique, dissolvent le calcaire à l'état de bicarbonate et comment les sources peuvent ramener ces eaux au jour. Les eaux thermales dissolvent des quantités de calcaire encore plus considérables et abandonnent en se refroidissant un précipité d'autant plus abondant. De là les immenses vasques étagées de carbonate de chaux que déposent les sources chaudes de Hammam-Meskoutine dans la province de Constantine (pl. XLV, 2); de là aussi la grande facilité avec laquelle les sources calcaires chaudes forment des incrustations.

Lorsque les eaux calcaires arrivent au jour et qu'elles peuvent ruisseler sur des pentes couvertes d'un feutrage de mousses, les surfaces d'évaporation se trouvent multipliées, l'eau s'évapore avec l'acide carbonique qu'elle renferme et le calcaire se dépose en formant des couches concentriques, qui tapissent la pente ou tombent

en stalactites, comme dans les cavernes. Les Mousses favorisent la précipitation du calcaire en absorbant l'acide carbonique de l'eau, et de nombreuses Algues vertes jouent le même rôle. Quand le dépôt est pulvérulent ou qu'il se laisse couper au couteau, c'est un *tuf calcaire;* quand il est plus compact et visiblement concrétionné, il prend le nom de *travertin*. L'une et l'autre roche présentent presque toujours en abondance des empreintes de feuilles, mais la matière végétale est rapidement détruite, en raison de la porosité du sédiment, qui facilite l'accès de l'air. D'autres organes des Végétaux et divers petits Animaux, tels que les Insectes, les Crustacés, etc., ont de même laissé des vides correspondant exactement à l'espace qu'ils occupaient dans le dépôt calcaire.

Beaucoup de tufs renferment une certaine quantité d'hydroxyde de fer, qui dans les dépôts d'*ocre*, formés dans les mêmes conditions, devient prédominante.

Il existe aussi des sources dont les dépôts sont oolithiques, comme ceux des lacs salés. Les *dragées de Tivoli* sont un exemple classique de ces formations.

Dépôts de ruissellement. — Les eaux météoriques qui ruissellent sur les pentes produisent une véritable lévigation des terrains meubles qu'elles rencontrent. Les éléments fins sont entraînés au loin, les éléments grossiers sont abandonnés en route.

Beaucoup de limons déposés sur les pentes ont manifestement cette origine et se forment journellement sous nos yeux. On y observe souvent des intercalations de lits inclinés, constitués par des petits cailloux anguleux, qui ont été déposés sur la pente avant d'avoir pu s'arrondir par friction réciproque. Beaucoup de ces limons des pentes ne sont autre chose que des limons des plateaux remaniés par le ruissellement. Nous avons vu également que beaucoup de latérites sont des produits de désagrégation et d'altération chimique remaniés et il en est évidemment de même de beaucoup de bauxites.

Formations éoliennes. — Nous avons déjà appris à connaître le rôle joué par le vent dans le transport à grande distance des cendres volcaniques. Il est évident que ces produits se mélangent en grande quantité à des sédiments quelconques, tant marins que continentaux, mais ce n'est que dans le voisinage immédiat des volcans qu'ils constituent de véritables dépôts. Toutefois, sur les grands champs de neige et sur les calottes glaciaires des régions polaires,

les chutes de cendres sont isolées des roches sous-jacentes par cette

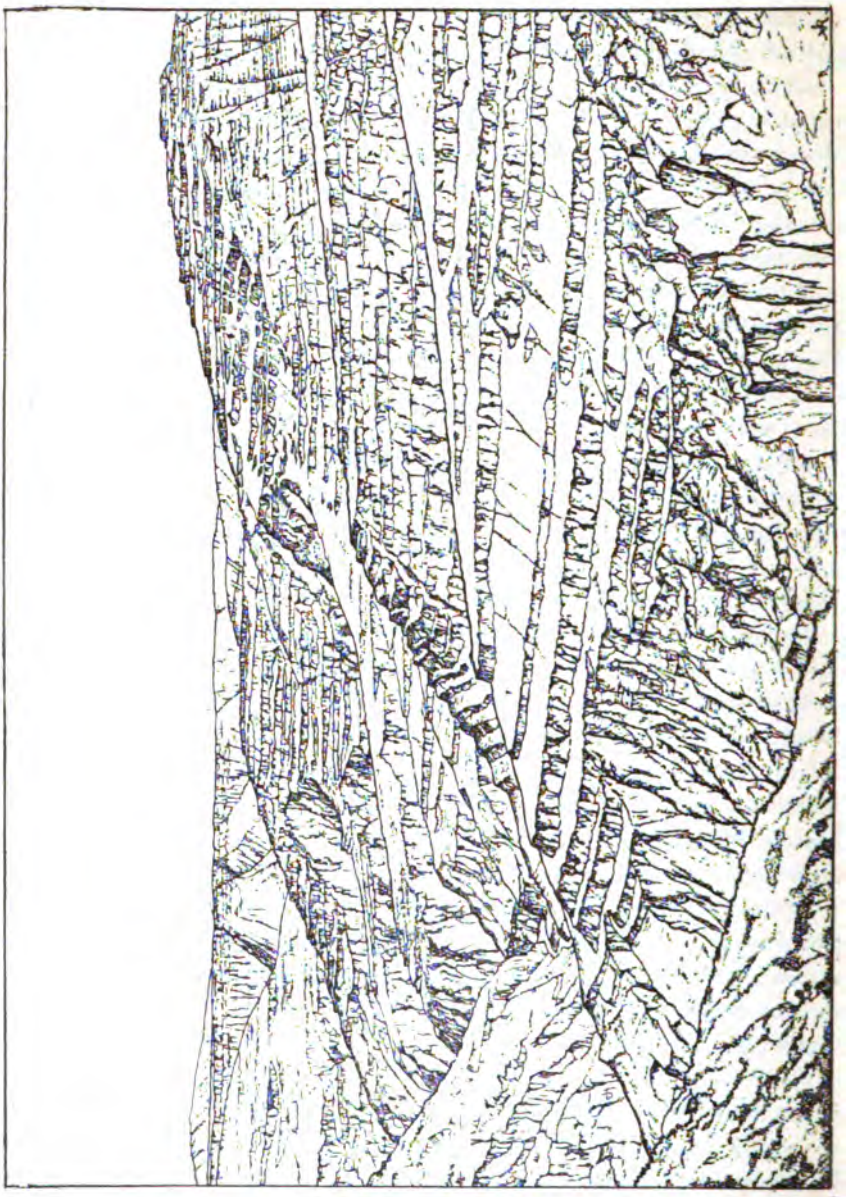


Fig. 150. — Terrasses dans le loess du Kan-sou
(d'après une photographie de V. Obroutchev; figure extraite de E. Suess, *La Face de la Terre*, t. III).

couche interposée d'eau à l'état solide. Il en est de même des chutes de poussières d'origine cosmique, qui proviennent de l'explosion des météorites ou qui accompagnent leur tombée dans

l'atmosphère terrestre. Nordenskjöld a donné le nom de *kryokonite* à ces amas de poussières, qu'il a observées sur l'inlandsis du Grœnland.

Les plus connus des dépôts éoliens sont les *dunes;* nous les avons déjà étudiés en tant que phénomènes de transport, mais on doit également les envisager comme des sédiments en voie de formation. Souvent d'ailleurs elles sont fixées par les eaux d'infiltration qui apportent en dissolution des substances fournissant le ciment. S'il est facile d'établir l'origine éolienne d'un dépôt de sable actuel, il n'en est pas toujours de même de certaines formations sableuses ou gréseuses provenant de périodes géologiques anciennes. Le critérium de la *stratification entrecroisée* que l'on a souvent invoqué, est insuffisant, car on retrouve cette disposition des couches dans les formations torrentielles et même dans certains calcaires d'origine marine. Cependant la disposition relative des bancs successifs n'est pas la même dans les deux cas.

Enfin, la plupart des auteurs sont aujourd'hui d'accord pour attribuer, avec F. von Richthofen, une origine éolienne au *lœss*, qui est un limon calcaire très répandu dans le Quaternaire de l'Europe centrale et orientale et de l'Amérique du Sud. Un sédiment tout à fait identique se forme encore de nos jours dans l'Asie centrale, particulièrement au Turkestan et dans l'Ouest et le Nord de la Chine, où il atteint par places plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (fig. 159). Les poussières qui le constituent sont arrêtées par une abondante végétation de Graminées. Le lœss est donc essentiellement un dépôt de steppes, tandis que les dunes caractérisent les déserts.

Nous reviendrons dans la seconde partie de cet ouvrage sur cette intéressante formation, qui a donné lieu à tant de controverses, puisqu'elle a été tour à tour envisagée comme un limon de crues, comme un dépôt de ruissellement et même comme un dépôt glaciaire, avant que Richthofen ait fait connaître sa véritale nature.

---

1. — Albert Heim. Notizen über Wirkungen des Blitzschlages auf Gesteine. *Jahrb. d. S. A. C.*, XXI, p. 342-357, 1 fig., 1886.

2. — Israel C. Russell. Subaerial decay of rocks and origin of the red color of certain formations. *Bull. U. S. Geol. Surv.*, n° 52, 65 p., 5 pl., 1889.

3. — Fr. Katzer. Ueber die rothe Farbe der Schichtengesteine. *Neues Jahrb. f. Mineral.*, 1899, II, p. 177-181.

4. — G. Linck. Ueber die dunkelen Rinden der Gesteine der Wüsten. *Jenaische Zeitschr. d. Naturwiss.*, XXXV, p. 329-336, 1901.

5. — TH. SCHLŒSING. Leçons de Chimie agricole [professées à l'École d'application des Manufactures de l'État et recueillies par TH. SCHLŒSING FILS]. Autogr., in-4°, 1883, 1re partie : De l'atmosphère. 2e partie : Du sol.

6. — J. THOULET. De la solubilité de quelques substances dans l'eau de mer. *C. R. Ac. Sc.*, CX, p. 652-654, 1890.

7. — TH. SCHLŒSING et A. MÜNTZ. Sur la nitrification par les ferments organisés. *C. R. Ac. Sc.*, LXXXV, p. 1018-1020, 1877.

8. — A. MÜNTZ. Sur la dissémination du ferment nitrique et sur son rôle dans la désagrégation des roches. *Annales de Chimie et de Phys.*, 6e sér., XI, p. 136-144, 1887.

9. — S. WINOGRADSKY. Recherches sur les organismes de la nitrification. *Annales de l'Institut Pasteur*, IV, p. 213-231, 257-275, 760-771, 1890.

10. — A. MÜNTZ. Recherches sur la formation des gisements de nitrate de soude. *Annales de Chimie et de Physique*, 6 sér., XI, p. 111-135, 1887.

11. — ID. Sur la décomposition des roches et la formation de la terre arable. *C. R. Ac. Sc.*, CX, p. 1370-1372, 1890.

12. — S. WINOGRADSKY. Sur l'assimilation de l'azote gazeux de l'atmosphère par les microbes. *C. R. Ac. Sc.*, CXVIII, p. 353-355, 12 févr. 1894.

13. — J. C. BRANNER. Ants as geological agents in the Tropics. *Journ. of Geol.*, VIII, p. 151-153, 3 fig., 1900.

14. — CHARLES DARWIN. The formation of vegetable mould. In-8°, 313 p. Londres et New-York, 1883.

15. — N. S. SHALER. The origin and nature of soils. *12th ann. Report U. S. Geol. Surv.*, I, p. 219-345, pl. II-XXXI, 27 fig., 1891.

16. — N. SIBIRTZEW. Étude des sols de la Russie. *Congrès géol. intern. Compte-rendu de la VIIe session*, p. 73-125. St-Pétersbourg, 1899.

17. — GEORGE P. MERRILL. Rocks, Rockweathering and Soils. 2d edit. 1 vol. in-8°, XXI + 400 p., 31 pl., 42 fig. New-York, 1906.

18. — ALB. HEIM. Einiges über die Verwitterung der Berge. *Neujahrsblatt d. Zür. naturf. Ges.*, 35 p., 1874.

19. — ADAM PIWOWAR. Ueber Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Inaug.-Dissert. Univers. Zürich. 1 br. in-8°, 29 p. (v. aussi *Vierteljahrsschrift d. Zür. naturf. Ges.*, XLVIII, p. 335-359). Zurich, 1903.

20. — ALBERT HEIM. Ueber Bergstürze. *Neujahrsblatt d. Zür. naturf. Ges.*, 31 p., 1882.

21. — ID. Der Bergsturz von Elm. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.*, XXXIV, p. 74-115, pl. IV, 1882.

22. — JAKOB OBERHOLZER. Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., IX. Lief., 209 p., 1 carte, 4 pl., 19 fig., 1900.

23. — C. SCHMIDT. Der Murgang des Lammbaches bei Brienz. *Sammlung populärer Schriften herausg. v. d. Ges. Urania*, n° 43, 28 p., 9 fig., Berlin, 1896.

24. — MARCELLIN BOULE. Les agglomérats andésitiques de l'Auvergne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XXVIII, p. 156-158, 1900.

25. — SIEGMUND GÜNTHER. Erdpyramiden und Büsserschnee als gleichartige Erosionsgebilde. *Sitzungsber. d. math.-phys. Kl. d. K. B. Akad. d. Wiss. zu München*, XXXIV, p. 397-420, 7 fig., 1905 (Nombreuses citations).

26. — JOHANNES WALTHER. Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung, Untersuchungen über die Bildung der Sedimente in der ägyptischen Wüste. *Abh. d. math.-phys. Cl. d. K. Sächs. Ges. d. Naturw.*, XVI, p. 345-569, 99 fig., 8 pl. Leipzig, 1891.

27. — Id. Das Gesetz der Wüstenbildung. 1 vol. gr. in-8°, 175 p., 50 fig. Berlin, 1900.

28. — N. A. Sokolow. Die Dünen. Bildung, Entwickelung und innerer Bau. Deutsche Ausg. v. A. Arzruni. 1 vol. in-8°, 288 p., 15 fig., 1 pl. Berlin, 1894.

29. — Vaughan Cornish. Formation des dunes de sable. Trad. de l'anglais par E. Cammaerts. *Université nouvelle. Institut géogr. de Bruxelles.* Public. n° 2. 37 p., 23 fig. Bruxelles, 1900 (1897).

30. — Otto Baschin. Die Entstehung wellenähnlicher Oberflächenformen. Ein Beitrag zur Kymatologie. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*, XXXIV, p. 408-424, 1899.

31. — Id. Dünenstudien. *Ibid.*, XXXVIII, p. 422-430, 4 fig., 1903.

32. — Eug. von Cholnoky. Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. *Földtani Közlöny*, XXXII, p. 106-143, 21 fig., pl. I-II, 1902.

33. — Sven Hedin. Scientific results of a journey in Central Asia, 1899-1902. 2 vol. in-4°, 523 et 717 p., 56 et 76 pl., 446 et 297 fig. Stockholm, 1904 et 1905.

34. — G. Rolland. Sur les grandes dunes du Sahara. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., X, p. 30-47, pl. III, 1882.

35. — F. Foureau. Quelques considérations sur les dunes et les phénomènes éoliens. Mission Saharienne. Documents scientifiques, t. I, p. 213-237, fig. 25-36, pl. XVIII, XIX, 1905.

36. — J. F. Pompeckj. Barchane in Südperu. *Centralbl. f. Miner.*, 1906, p. 373-378, 1 fig.

37. — R. Beck. Ueber die corrodirende Wirkung des Windes im Quadersandstein-Gebiet der Sächsischen Schweiz. *Zeitschr. d. D. Geol. Ges.*, XLVI, p. 537-546, 4 fig., pl. XLIII, 1894.

38. — K. Futterer. Ein Beispiel für Winderosion am Heidelberger Schloss. *Mitt. d. Grossh. Badischen Geol. Landesanst.*, III, p. 473-496, pl. XIII-XVI, 1897.

39. — O. Abel. Ueber sternförmige Erosionssculpturen auf Wüstengeröllen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, LI, p. 24-40, pl. II, 1 fig., 1902.

40. — Jean Brunhes. Érosion tourbillonnaire éolienne. Contribution à l'étude de la morphologie désertique. *Mem. della Pontificia Accad. Romana dei Nuovi Lincei*, XXI, p. 129-148, pl. III, IV, 1903.

41. — A. Heim. Ueber die Karrenfelder. *Jahrb. d. S. A. C.*, XIII, p. 421-433, 2 fig., 1878.

42. — Emile Chaix. Contribution à l'étude des lapiés. La topographie du désert de Platé (Haute-Savoie). *Le Globe*, XXXIV, Mém., 47 p., 15 pl., 1 carte, 1895.

43. — E.-A. Martel. L'Oucane de Chabrières (Hautes-Alpes). *La Montagne*, 2e ann., p. 501-523, 5 pl. phot., 2 cartes, 1906.

44. — Max Bauer. Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntniss des Laterits. *Neues Jahrb. f. Miner.*, 1898, II, p. 163-219, pl. X-XI.

45. — T. H. Holland. On the Constitution, Origin and Dehydratation of Laterite. *Geol. Mag.*, Dec. IV, X, p. 59-69, 1903.

46. — A. Lacroix. Résultats minéralogiques et géologiques de récentes explorations dans l'Afrique occidentale française et dans la région du Tchad. *Revue coloniale*, V, p. 129-139, 205-223, 1905.

V. aussi : 0, 1-9; 0, 18-21; VIII, 4.

CHAPITRE XXV

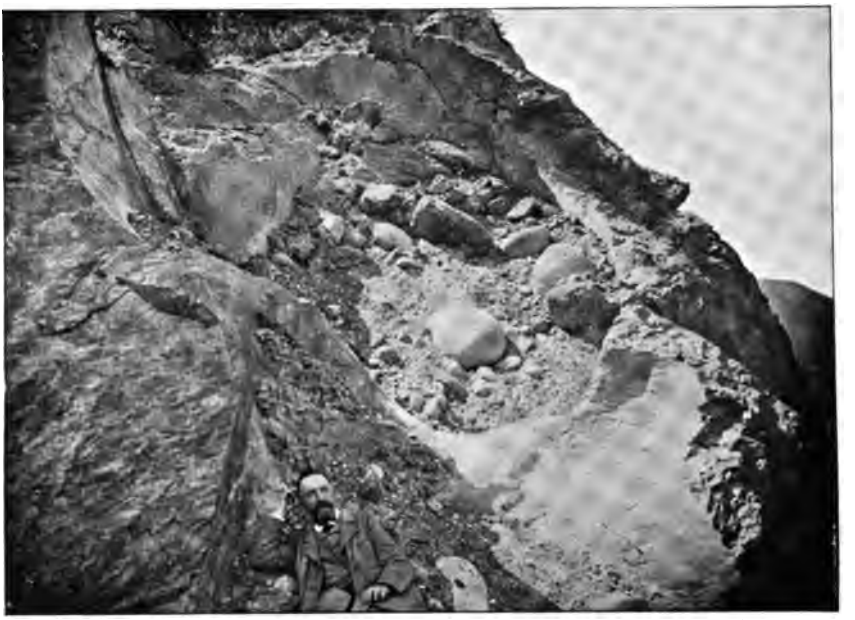
ACTION DES EAUX COURANTES

Érosion et déblaiement. — Les torrents. — Tronçons successifs d'un cours d'eau. — Dénudation par les eaux courantes. — Migrations des lignes de partage et captures. — Action des eaux courantes sur des roches de composition variée. — Action des eaux courantes dans les régions plissées. — Cycles d'érosion successifs et formation des terrasses. — Sédimentation.

Érosion et déblaiement. — On désigne souvent à tort sous le nom d'érosion le travail de creusement effectué par les eaux courantes. Il est préférable de réserver ce terme pour le phénomène accessoire qui accompagne le transport par les cours d'eau et qui consiste dans l'usure du lit et des berges par les matériaux entraînés. Ainsi comprise, l'érosion par les eaux courantes correspond tout à fait à la corrosion due à l'action du vent, moins à celle des eaux sauvages, qui est en grande partie de nature chimique. Quant à l'ablation par les cours d'eau, elle a lieu plutôt grâce au *déblaiement* des matériaux plus ou moins meubles qui constituent les berges et le lit ou qui encombrent ce dernier.

Le travail de l'érosion n'est réellement effectif que dans les parties du cours où le courant est assez fort pour entraîner des matériaux qui, dans une eau tranquille, tomberaient au fond. Il est particulièrement actif lorsque, comme au sein de toute masse fluide qui s'écoule à travers une section d'une certaine largeur, l'eau est douée de mouvements tourbillonnaires et que, par suite, les éléments qu'elle tient suspendus tournent sur place et viennent frotter à plusieurs reprises la même paroi, produisant ainsi l'usure des berges suivant des surfaces concaves.

En même temps, les gros blocs qui cheminent au fond de l'eau, emportés par le courant, frottent les uns contre les autres et arron-



Cliché W. Kilian.

MARMITE DE L'UBAYE, PONT DE MÉOLANS (Basses-Alpes).

Cliché Émile Haug

LA MÊME, VIDÉE DE SON CONTENU.

UofM

Clichés E. A. Martel.

PERTE DE LA VALSERINE,
près Bellegarde (Ain).
Rôle des « marmites » dans la formation des gorges d'érosion.

Cliché Émile Haug.

TORRENTS EMBRYONNAIRES DE SAINT-SAUVEUR,
en face d'Embrun (Hautes-Alpes).
Marnes de la série Oolithique moyenne.

Cliché Emile Haug.

TORRENT ET VILLAGE D'UBAYE (Basses-Alpes).
Marnes de la série Oolithique moyenne.
Cône de déjection partiellement abandonné par le torrent.

dissent leurs angles, prenant finalement une forme plus ou moins ellipsoïdale ou sphérique et une surface polie.

Dans les grandes ruptures de pente, au pied des cascades et dans les rapides, les tourbillons creusent des cuvettes cylindriques ou coniques, les *marmites de géants*, sur les parois desquelles on peut observer les traces de l'usure exercée par le sable et par les galets sous la forme de rainures hélicoïdales [1]. Dans le fond de la cuvette on retrouve souvent à la fois les matériaux fins qui, par leur mouvement gyratoire, ont produit le creusement, et un ou plusieurs gros blocs arrondis (pl. LIII, 1), auxquels on a attribué à tort un rôle prépondérant dans le phénomène 2].

Lorsque plusieurs marmites se sont formées bout à bout, elles finissent par se confondre, par suite de l'usure des parois qui les séparaient. Le lit se trouve ainsi approfondi et les parois entre lesquelles le cours d'eau est encaissé présentent des excavations juxtaposées, à surfaces polies, qui témoignent de l'ancienne présence des marmites (pl. LIV).

Les phénomènes d'érosion proprement dits ne se produisent donc que dans les tronçons où le courant est très rapide, où le cours d'eau est fortement encaissé et où les roches qui constituent le lit sont suffisamment compactes pour supporter l'usure sans s'émietter. Les roches meubles se désagrègent par contre avec la plus grande facilité au contact de l'eau, les berges sont affouillées à leur base et finissent par s'écrouler. Les matériaux qui encombrent ainsi le lit sont à leur tour emportés par le courant, tout au moins au moment des crues. Le déblaiement joue donc en général un rôle bien plus important dans le creusement que l'érosion, toujours localisée. Dans la pratique, il est d'ailleurs souvent difficile de faire la part exacte qui revient à chacun des deux phénomènes, de sorte qu'il n'est guère possible de séparer leur étude. Les lois régissant le creusement par les eaux courantes, que nous allons chercher à dégager des faits d'observation, sont d'ailleurs vraies, que ce soit l'un ou que ce soit l'autre des deux facteurs qui interviennent d'une façon prépondérante.

Les torrents. — Pour se faire une idée d'ensemble des diverses manifestations du travail des eaux courantes, il n'est pas nécessaire

1. Jean Brunhes [1] a pu observer en 1897, dans le canal de décharge du barrage de la Maigrauge, près Fribourg, creusé en 1872, des marmites à tous les stades successifs de leur formation. Les marmites en voie de formation présentent un *renflement* central *conique*, entouré d'une dépression en spirale. Les marmites achevées seules ont un fond concave et les plus vieilles ont une forme cylindrique.

de suivre un grand fleuve de sa source jusqu'à son embouchure et d'analyser les phénomènes multiples que l'on observe sur ce parcours; les *torrents* nous montrent en raccourci, sur un territoire très restreint, comment les eaux courantes travaillent dans les tronçons successifs du cours; ils nous permettent souvent d'assister en quelque sorte à une expérience de Géologie synthétique, réalisée sous nos yeux par la nature[1]. C'est en partant de l'observation directe des phénomènes dans les torrents de montagne qu'Alexandre Surell[2] a pu découvrir, il y a juste soixante-dix ans [3, 4], avant Dana [5], avant Heim [6], avant Davis [17], les lois qui régissent le travail des eaux courantes. Nous prendrons également les observations faites sur les torrents comme point de départ, pour appliquer ensuite aux grandes rivières les résultats obtenus.

Examinons ce qui se passe sur une croupe tout à fait régulière, dépourvue de végétation, constituée par un terrain bien homogène, comme l'est par exemple le versant de la vallée de la Durance qui fait face à la petite ville d'Embrun (pl. LV, 1) et qui est formé par les marnes noires de la série Oolithique moyenne, peu perméables et peu résistantes.

L'eau provenant des précipitations atmosphériques ruisselle sur ces pentes, se concentre en petits filets, puis en rigoles sous l'influence des inégalités préexistantes du relief et de légères différences dans l'intensité des précipitations. Elle s'écoule vers le bas de la pente avec un mouvement accéléré; en même temps, sa masse augmente graduellement par la convergence des différents filets. En raison de ces deux circonstances, sa force vive est beaucoup plus grande au bas de la pente qu'en haut. C'est, par suite, au bas de la pente que commence l'affouillement sous la forme d'un ravin à berges abruptes qui se termine en cul-de-sac (fig. 160). D'abord très courte, cette entaille creusée dans la croupe tend à s'accroître de bas en haut, elle s'élève peu à peu vers le sommet de la pente qu'elle finit par atteindre.

Le point, situé au bas de la pente, où commence le creusement est appelé aujourd'hui le *niveau de base* de l'érosion (*base-level*); c'est le *point fixe* de Surell. La première loi qui se dégage de cette observation est la suivante :

Le creusement par les eaux courantes a lieu de l'aval vers l'amont,

1. Dans les déblais de certaines carrières, en particulier en terrain argileux, comme par exemple dans les carrières d'Argile plastique d'Issy près Paris, on voit fréquemment se former, après de fortes pluies, des torrents en miniature.

2. Surell écrivit son travail mémorable sur les torrents des Hautes-Alpes en 1838, après deux années de séjour à Embrun comme jeune ingénieur des Ponts et Chaussées.

en partant d'un point fixe situé au bas de la pente, qui est le niveau de base. Sa marche est donc régressive. Les torrents en forme d'entaille ou de ravin étroit, dont il vient d'être question, naissent quelquefois pour ainsi dire instantanément au cours d'une forte pluie d'orage. On pourrait les qualifier de *torrents embryonnaires.* Lorsque la pente ne diminue pas vers l'amont, ou si elle va même en augmentant, le torrent conserve sa forme en entaille jusqu'à la crête qu'il atteint finalement; mais si la pente diminue vers l'amont et surtout si elle conduit à un palier peu incliné qui domine un nouvel abrupt, le ravin vient aboutir à une région où les divers filets d'eau dus au ruissellement se ramifient indéfiniment vers l'amont. Chaque rigole, en raison du principe de la marche régressive

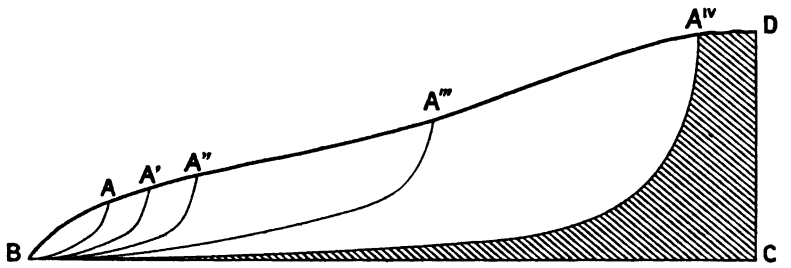


Fig. 160. — Profils d'équilibres successifs (BA, BA', BA'',...) d'un torrent embryonnaire. Niveau de base en B.

du creusement par les eaux courantes, devient le siège de phénomènes d'affouillement et il se forme tout un réseau de ravins ramifiés, venant aboutir en aval à un goulot, qui n'est autre chose que le sommet de l'entaille primitive, du torrent embryonnaire. Grâce à l'action du ruissellement, ce réseau prend la forme d'un vaste entonnoir, dont la configuration a pour effet de porter rapidement sur un même point la masse d'eau qui tombe sur une grande surface de terrain. C'est le *bassin de réception* du torrent (pl. LV, 2), suivant l'expression employée par Surell. L'affouillement y joue un rôle prépondérant, il donne lieu fréquemment à des glissements de terrain, qui se répercutent jusque sur le pourtour du bassin de réception et contribuent à l'agrandir (fig. 161), souvent aux dépens du bassin de réception d'un torrent voisin.

Les matériaux arrachés par le ruissellement et par l'affouillement sont amenés par les filets d'eau jusqu'au goulot et sont entraînés dans le ravin initial, qui est devenu maintenant le *canal d'écoulement.* Aux menus fragments et aux boues provenant de l'affouillement

viennent se mêler aussi de gros blocs, apportés des cimes voisines par des éboulements.

Les eaux qui descendent dans la vallée avec une vitesse formidable emportent tous ces matériaux, en les projetant violemment contre les berges du canal d'écoulement, contribuant ainsi à élargir celui-ci et à lui donner peu à peu une forme sinueuse. En effet, pour peu que, pour une cause ou pour une autre, le tracé ne soit pas rectiligne, en chaque point les eaux du torrent tendront à s'échapper par la tangente; elles rencontreront alors une berge qui leur fait obstacle et qui les obligera à rebondir suivant un angle égal à l'angle d'incidence. Il en résultera une série de coudes avec berges concaves et berges convexes.

A la sortie de la gorge les débris entraînés se répandent dans la vallée et s'y entassent, s'y dispersent en éventail (fig. 161), formant

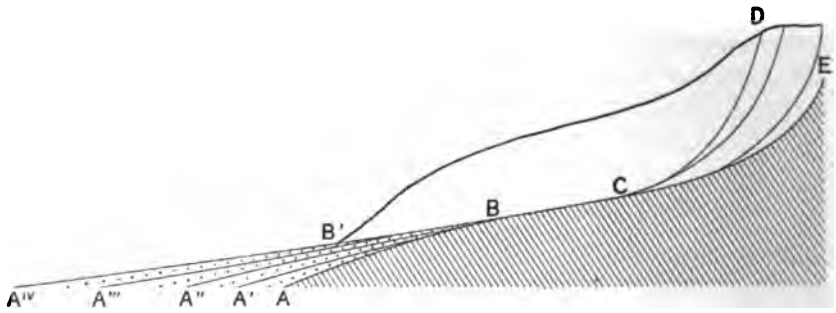


Fig. 161. — Profil en long d'un torrent approchant de son état d'équilibre. CDE, bassin de réception; BC, canal d'écoulement; BAA^IV, cône de déjection.

ainsi un demi-cône plus ou moins surbaissé, dont le sommet se trouve à la base du canal d'écoulement et dont les génératrices sont autant de lits successifs, car, sur cette vaste surface, le torrent coule tantôt d'un côté, tantôt de l'autre. C'est le *lit de déjection* de Surell, ou *cône de déjection*. Ses dimensions varient suivant l'importance du torrent; sa pente est plus rapide vers le haut que vers le bas et varie d'ailleurs avec la nature des débris (pl. LVI).

Un torrent typique en pleine activité se compose donc de trois parties distinctes, caractérisées chacune par des phénomènes qui lui sont propres. Dans la partie supérieure, c'est-à-dire dans le bassin de réception, l'*ablation* prédomine, qu'elle soit due au ruissellement, à l'affouillement par les eaux courantes, ou à des glissements. Dans la partie moyenne ou canal d'écoulement, s'effectue le *transport* des matériaux entraînés; le torrent ne creuse plus guère, il ne dépose pas encore. Dans la partie inférieure, dans le cône de déjection, le

Cliché C. Rava.

TORRENT DU RIOU BOURDOUX
Vallée de l'Ubaye, en aval de Barcelonnette (Basses-Alpes).

Cliché Emile Haug.

TORRENT DE RÉALLON (Hautes-Alpes)
vu de Savines.

Cliché Émile Haug.

CÔNE DE DÉJECTION DU TORRENT DE SAVINES (Hautes-Alpes)
(en face du précédent)
Front coupé par la Durance.

torrent ne fait plus que déposer, c'est là qu'est localisé l'*alluvionnement* (fig. 161).

Lorsque les trois tronçons remplissent les conditions indiquées, le torrent possède son *profil d'équilibre* ou *courbe de lit*, suivant l'expression de Surell. *Le profil en long forme, à partir du niveau de base, une courbe régulière, concave vers le ciel, qui est tangente à l'horizon dans sa partie inférieure et qui se redresse fortement vers l'amont, de manière à devenir tangente à la verticale.* Telle est la seconde loi, également due à Surell, qui permet de préciser les conditions de travail des eaux courantes. Elle a été vérifiée expérimentalement par G. de la Noë et Emm. de Margerie [7], qui ont prouvé en même temps que la forme du profil est indépendante du poids des matériaux entraînés et de leur grosseur, ainsi que de la nature du fond, pour peu, bien entendu, que la durée du creusement soit suffisamment prolongée pour que l'équilibre puisse être considéré comme définitif.

Le profil d'équilibre, que Surell appelle aussi *pente-limite*, est la pente qui convient le mieux à l'écoulement des eaux et à l'entraînement des matériaux. L'état d'équilibre est réalisé lorsque la résistance au frottement sur le lit et les berges fait équilibre à la force de l'eau courante. Cet état est loin d'être réalisé d'une manière parfaite dans tous les torrents. Dans les torrents embryonnaires la courbe tend déjà à prendre sa forme caractéristique. Dans les torrents typiques elle se répartit sur les trois tronçons (pl. LV, 2; LVI), mais on y constate souvent des ruptures de pente, et le canal d'écoulement ne possède pas toujours une pente qui réponde aux conditions d'équilibre. Lorsqu'elle est plus forte que dans la courbe normale, le torrent continue à y affouiller son lit jusqu'à ce que l'équilibre soit obtenu, et tous les ravins qui alimentent le torrent subissent naturellement le contre-coup de ce creusement, de sorte que le bassin de réception continuera à s'agrandir et à entamer les flancs qui le dominent.

De même, un changement dans le niveau de base détruira l'équilibre établi. Si ce niveau est abaissé, par suite d'un approfondissement du lit de la rivière qui reçoit le torrent, ou s'il est reporté en amont, grâce à un décapage du bord frontal du cône de déjection par cette même rivière (pl. LVII, 2), le creusement recommencera à partir du nouveau niveau de base et, remontant d'aval en amont, il s'étendra progressivement à tout le cours du torrent, jusqu'à ce que le profil d'équilibre soit rétabli. C'est ce qui s'est produit, par exemple, pour le torrent de Savines, dans les Hautes-Alpes, où le nouveau canal d'écoulement est creusé dans l'ancien cône de déjection qui porte le village.

Quand un torrent a réalisé d'une manière parfaite son profil d'équilibre, ou lorsque, suivant l'expression de Surell, il a atteint sa *pente-limite*, il n'est pas loin de son extinction[1].

Il existe de très grands torrents qui résultent de la convergence, dans un même canal d'écoulement, de plusieurs torrents ou tout au moins de plusieurs bassins de réception distincts. Ils coulent dans une véritable vallée et leur énorme cône de déjection se prolonge en amont par le fond, encombré d'alluvions, du canal d'écoulement. Les torrents de Réallon (pl. LVII, 1) et de Boscodon, près Embrun, sont certainement parmi les plus beaux exemples de cette catégorie de *torrents composés*, que Surell appelle *torrents du premier genre*, par opposition aux *torrents du deuxième genre*, « qui descendent directement d'un faîte, en suivant la ligne de plus grande pente ». Ceux-ci sont nos torrents typiques, à bassin de réception unique, en forme d'entonnoir. Surell cite entre autres les exemples suivants : le Merdarel, près Saint-Crépin, les torrents de Sainte-Marthe et de Bramafan, près Embrun, et le fameux Riou Bourdoux, près Barcelonnette (pl. LVI). Le même auteur distingue encore les *torrents du troisième genre*, qui sont nos torrents embryonnaires, sans bassin de réception, descendant des flancs mêmes des montagnes. Il cite comme exemples les torrents de Saint-Sauveur, en face d'Embrun (pl. LV, 1), ceux de la Rochette, près de Gap, et les Combes près du Puy-Saint-Eusèbe, tous dans le département des Hautes-Alpes.

Le Valais fournirait des types tout aussi remarquables des trois « genres » de torrents, mais les terrains dans lesquels ils ont pris naissance ne sont pas aussi homogènes que dans les montagnes de l'Embrunais et de l'Ubaye, de sorte que d'autres facteurs interviennent pour modifier leurs caractères morphologiques.

Tronçons successifs d'un cours d'eau. — Les trois types de torrents sont reliés entre eux par des termes intermédiaires; de même, il n'existe aucune limite tranchée entre les torrents composés du pre-

1. Il faut alors bien se garder de déplacer son niveau de base par des travaux de rectification. On pourra donc endiguer un torrent sur son cône de déjection, mais on devra éviter de lui creuser un nouveau lit. Le moyen le plus efficace de parer aux crues subites d'un torrent sera le reboisement de son bassin de réception, qui arrêtera le ruissellement. Le déboisement d'une pente pourra par contre provoquer la naissance de nouveaux torrents. Lorsque le profil d'équilibre n'est pas atteint, les principaux travaux de défense contre les ravages exercés par les torrents devront consister dans la suppression de l'affouillement par la construction de barrages. Surell recommande les barrages en fascines ou en palissades clayonnées, de préférence aux murs de chute, qui sont très coûteux et peuvent être emportés par le travail d'affouillement. On n'a malheureusement pas toujours suivi les conseils de Surell et on a trop souvent méconnu, dans les travaux de correction et de reboisement, le principe de la marche régressive de l'érosion torrentielle.

mier genre et les rivières torrentielles, ni entre celles-ci et les rivières proprement dites. En effet, dit Surell [3, p. 21], « l'eau coule dans le lit d'un torrent d'après les mêmes lois que dans le lit des plus grandes rivières. La courbe du lit d'un torrent n'est pas différente de celle que présente le lit d'une rivière, ou d'un fleuve quelconque, mais dans laquelle on aurait réduit l'échelle des longueurs, en conservant celle des hauteurs. C'est le rapport de l'abscisse à l'ordonnée qui a varié, mais les propriétés caractéristiques de la courbe sont restées les mêmes. Aussi les torrents ne présentent pas des phénomènes différents de ceux des plus grands cours d'eau, mais ils les présentent sur une échelle qui les exagère. Leur propriété fondamentale, d'affouiller, de charrier, puis d'atterrir, appartient à toutes les rivières, elle est moins apparente et comme délayée sur une plus grande surface; tandis qu'elle ressort vivement dans les torrents, qui la présentent condensée dans une région plus circonscrite. »

Nous n'avons plus qu'à appliquer aux grands cours d'eau les lois tirées de l'observation des torrents.

Tout comme dans un torrent, on peut distinguer dans un grand cours d'eau trois tronçons successifs : un tronçon supérieur, où est surtout localisée l'ablation; un tronçon moyen, où le transport prédomine sur l'ablation et sur la sédimentation; un tronçon inférieur, où les phénomènes de sédimentation sont tout à fait prédominants, sous la forme d'alluvionnement [6].

Le tronçon supérieur correspond à la partie torrentielle du cours, il se compose en réalité de nombreux torrents qui viennent se jeter dans la vallée principale. Partout l'affouillement est intense, en raison des fortes pentes qui règnent ici.

Le tronçon moyen est généralement logé dans une vallée à fond plat, plus ou moins large, creusée dans un stade antérieur. La rivière y divague, c'est-à-dire que son lit est tantôt reporté sur l'un des bords, tantôt sur l'autre. Les gros matériaux subissent un transport rapide, au moins au moment des crues, ils arrondissent alors leurs angles en s'usant mutuellement par friction et deviennent ainsi des galets, qui encombrent le lit au moment des basses eaux. Les bancs de galets cheminent aux hautes eaux en se déplaçant en masse, comme s'il existait un fleuve solide sous le fleuve liquide. Grâce au lit plat de la rivière, la vallée possède un profil en travers en forme d'U, tandis que dans le tronçon supérieur les profils en V sont la règle, lorsque l'action des eaux courantes entre seule en jeu.

Dans le tronçon inférieur, la pente est trop faible pour que le cours d'eau puisse entraîner les gros matériaux; ceux-ci se déposent,

formant un lit de graviers, dont les éléments sont de plus en plus fins vers l'aval. Les particules fines qui restent suspendues dans l'eau, principalement au moment des crues, sont emportées jusqu'à la mer. Le fleuve possède une tendance bien marquée à se ramifier en bras nombreux, qui donnent naissance à des îles. A l'embouchure, se forme souvent un delta, dont l'analogie avec le cône de déjection d'un torrent est frappante.

Chez les fleuves, le travail des eaux courantes tend, exactement comme dans les torrents, à l'établissement d'un profil d'équilibre, qui est, ici aussi, une courbe concave répondant aux caractères

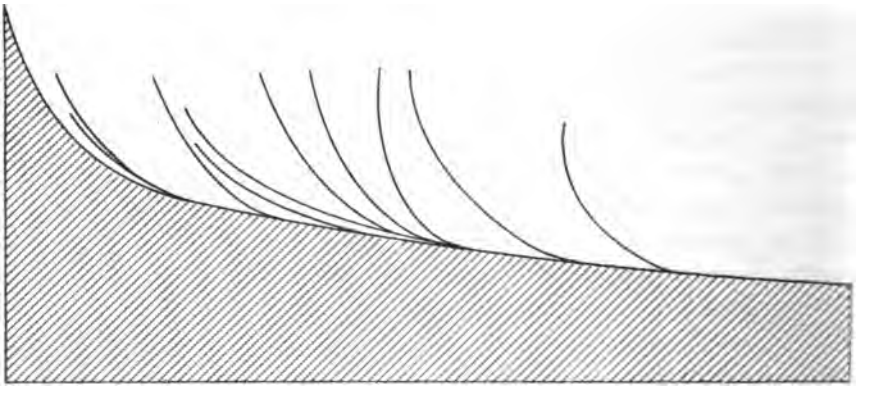


Fig. 162. — Profils d'équilibre d'un cours d'eau et de ses affluents. Concordance des embouchures (d'après A. Penck).

géométriques donnés plus haut. Le niveau de base des fleuves se confond avec l'embouchure, c'est-à-dire avec le niveau de la mer. Les affluents, lorsqu'ils ont atteint également leur profil d'équilibre, ont leur niveau de base situé à leur confluent avec le fleuve dont ils sont tributaires. C'est une limite inférieure au-dessous de laquelle ils ne pourront jamais descendre. Dans cet état d'équilibre de tout un bassin hydrographique, il y a *concordance des embouchures*, et les profils en long de tous les affluents sont tangents à celui du cours d'eau principal (fig. 162), qui, si l'on suppose toutes ces courbes rabattues sur le même plan vertical, les enferme tous, comme l'a montré Penck, dans ses études sur la Wien et ses affluents en amont de Vienne.

Un cours d'eau met souvent un temps très long à régulariser sa pente, même lorsque son profil en long est déjà très voisin du profil d'équilibre. Dans son tronçon moyen, notamment, il possède souvent une pente trop forte, ce qui l'oblige à la diminuer. Lorsqu'il est

encaissé dans un lit étroit, il obtient ce résultat en creusant profondément son lit d'aval en amont; mais, lorsqu'il coule dans une large vallée ou dans une plaine, il n'arrive pas à vaincre la résistance opposée à son courant par les matériaux de son lit et il allonge son cours en décrivant des sinuosités, sans creuser [11. p. 311].

Ces sinuosités sont désignées sous le nom de *méandres*, leur mode de formation est connu depuis longtemps. Le fleuve coule au moment des grandes crues dans un *lit majeur* où il dépose ses alluvions, dans lesquelles, aux basses eaux, il creuse son *lit mineur*, d'abord à

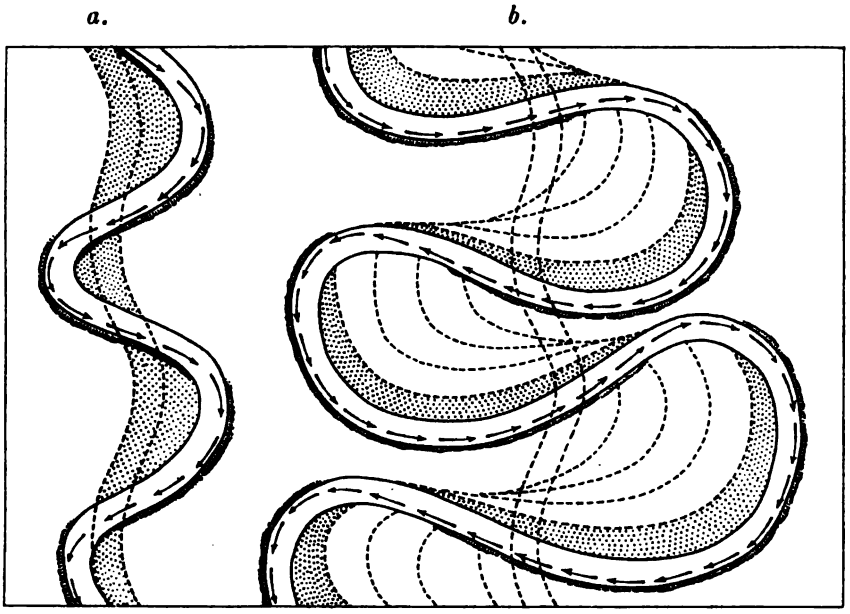


Fig. 163. — Formation des méandres (d'après CHAMBERLIN et SALISBURY).
a, phases de début; *b*, états successifs dans les phases ultérieures.

peine sinueux. Dans les parties légèrement concaves le courant dirigé en ligne droite rencontre la berge sous un certain angle, il est dévié d'un angle égal et rencontre la berge opposée, où il est de nouveau dévié pour la même raison (fig. 163, *a*). Il est ainsi renvoyé d'une rive à l'autre. Là où il rencontre une résistance, il affouille la berge et augmente la concavité. Par contre, il alluvionne dans l'angle mort, accentuant ainsi la convexité (fig. 163, *b*). Les sinuosités tendent à s'exagérer de plus en plus, de sorte que les diverses *boucles* ont un pédoncule de plus en plus étranglé, qui finit par se trouver réduit à zéro. Le courant passe ainsi directement d'un méandre dans le suivant (fig. 164), en abandonnant la boucle intermédiaire, qui se trans-

forme en un *délaissé* (*Altwasser*), c'est-à-dire en un lac ou en un chenal envahi par les eaux au moment des crues. En même temps, le fleuve, ayant abrégé son cours, a augmenté sa pente et sa vitesse et se met à affouiller son lit.

Les trois tronçons à caractères bien définis que nous avons distingués plus haut sont loin d'avoir le même développement dans tous les cours d'eau. Lorsqu'ils possèdent une valeur à peu près

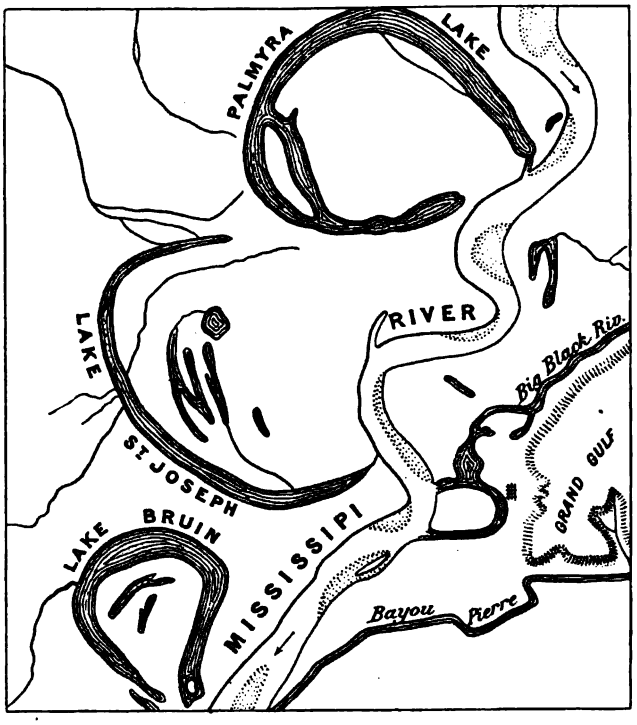


Fig. 164. — Délaissés (*ox-bows*) du Mississipi transformés en lacs (d'après N.-S. Shaler).

égale on dit qu'ils ont atteint l'état de *maturité*. W. Morris Davis a distingué [17], dans ce qu'il appelle le *cycle vital* des cours d'eau, une série de stades qu'il a comparés assez heureusement aux âges de la vie : enfance, jeunesse, adolescence, maturité, vieillesse. Nous ne suivrons pas l'auteur américain dans cette classification un peu subtile, d'autant plus que la définition précise de ces stades successifs suppose connues des notions qui ne pourront être exposées que dans les pages suivantes. Si l'on ne distingue que trois stades, il n'est pas difficile de les caractériser au moyen des données déjà acquises.

Au stade de *jeunesse*, le creusement prédomine sur presque toute la longueur du cours; même dans le tronçon inférieur, l'état d'équilibre n'est pas encore atteint. La Durance est un bon exemple de ce genre de cours d'eau.

Au stade de *maturité*, chacun des trois tronçons est caractérisé par la prédominance presque exclusive de celle des trois fonctions qui lui est propre. Le profil d'équilibre est atteint partout, quoique d'une manière imparfaite, dans le tronçon supérieur. La Loire correspond assez bien à ce deuxième stade.

Au stade de *vieillesse*, l'alluvionnement envahit le tronçon moyen, où le fleuve, n'ayant plus la force de régulariser sa pente en affouillant son lit, allonge son cours en décrivant des méandres. Il n'y a plus, à proprement parler, de creusement dans le tronçon supérieur, les matériaux transportés sont fournis à peu près exclusivement par le ruissellement. Le profil d'équilibre est parfaitement réalisé, car les vallées sont plates presque jusqu'à leur origine, où elles se terminent par une pente très abrupte. La grande majorité des fleuves de la Russie remplit assez bien ces conditions, qui sont surtout bien réalisées sur le Mississipi.

Comme on le voit, les trois stades successifs que traverse l'évolution d'un cours d'eau correspondent assez bien aux trois types de torrents que nous avons distingués d'après Surell.

Dénudation par les eaux courantes. — Le rôle des eaux courantes ne consiste pas seulement à entailler plus ou moins profondément les saillies de l'écorce terrestre, de manière à y faire naître des vallées; le terme final de leur action est l'aplanissement de ces saillies, ou tout au moins leur transformation en régions de faible relief, en *pénéplaines*. Le processus qui conduit à ce résultat est le suivant.

Supposons que, de part et d'autre d'une ligne de faîte, deux cours d'eau coulent en sens inverse et travaillent à régulariser leur lit d'aval en amont, c'est-à-dire vers un même point. Il se produira fréquemment une rencontre, une intersection des deux profils d'équilibre (fig. 165). Une simple arête séparera les deux bassins et elle sera d'autant plus étroite que le fond de chacune des vallées sera plus près de l'état d'équilibre idéal; l'action des agents atmosphériques entrant en jeu, elle diminuera graduellement de hauteur et il se formera un *col*, de plus en plus bas, entre les deux vallées. Toutes les rivières qui drainent les deux versants de la ride montagneuse se comporteront de même, de sorte que plusieurs cols couperont transversalement la chaîne et la transformeront en une série de

petits massifs disposés bout à bout. Les affluents de chacun de ces cours d'eau travailleront également à établir des communications entre les vallées voisines d'un même versant. Si toutes ces rivières ont atteint leur profil d'équilibre, les cols seront extrêmement bas, ce seront plutôt des seuils, de sorte que toute la ride montagneuse se trouvera transformée en un plateau qui servira de niveau de base à tous les cours d'eau et qui portera un certain nombre de buttes irrégulièrement groupées, entre lesquelles on passe aisément d'une vallée dans l'autre. Cet état de choses est en voie de réalisation par exemple dans les Basses-Vosges, où une sorte de dôme de Grès Vosgien très surbaissé s'est trouvé ainsi découpé par les eaux courantes, opérant avec une grande activité dans un terrain peu résistant, en un grand nombre de monticules, qui donnent l'impression de taupinières groupées (pl. LVIII, 1). Les larges vallées à fond plat (pl. LVIII, 2) se terminent en amont par des pentes assez raides, ou bien elles communiquent entre elles par des seuils peu élevés.

Les agents atmosphériques et les eaux courantes s'attaquent à leur tour à ces buttes isolées, qui ne tardent pas à être profondément déchiquetées et à diminuer sensiblement de hauteur. Les déblais s'accumulent dans les vallées, car les rivières n'ont plus la force de les entraîner. Ils comblent les creux, en même temps que les reliefs s'atténuent. Le pays est transformé en une surface à peine ondulée, ayant presque l'aspect d'une plaine, en une *pénéplaine*, pour employer le terme introduit dans la science par W. M. Davis [16, 17][1]. C'est le sort réservé à tous les massifs montagneux, mais on verra plus loin qu'un rajeunissement du réseau hydrographique peut souvent restituer à la région un relief accidenté.

L'action des eaux courantes est le facteur principal de la *dénudation*, c'est-à-dire de la destruction par ablation des couches superficielles de l'écorce terrestre [18]. L'action des agents atmosphériques est loin d'y être étrangère : on lui doit, dans bien des cas, le recul des falaises, qui contribue dans une large mesure à l'élargissement des vallées et à la destruction graduelle des saillies intermédiaires. Les monticules isolés qui échappent à cette ablation sont connus sous le nom de *buttes-témoins* ou de *témoins*, car ils sont souvent le meilleur indice de l'ancienne extension d'une couche aujourd'hui presque entièrement disparue [19].

1. Le terme figure pour la première fois dans une note de W. M. Davis, publiée en 1889 (*Amer. Journ. of. Sc.*, 3e ser., vol. XXXVII, p. 430). Ce n'est que plus tard qu'ont été exposées les conséquences qui découlent de cette nouvelle notion.

Cliché Émile Haug.

PARTIE DES BASSES-VOSGES, VUE DE LA RUINE DU FALKENSTEIN,
près Niederbronn (Alsace).
Plateau découpé en buttes isolées, préparant la formation d'une pénéplaine.

Cliché Émile Haug.

VALLÉES A FOND PLAT DES BASSES-VOSGES
communiquant entre elles par des seuils très peu élevés.
Philippsbourg (Lorraine).

Migration des lignes de partage et captures. — Supposons que les deux versants d'une même ride montagneuse présentent des conditions de pente et de climat identiques et que les cours d'eau qui drainent chacun de ces versants aient leurs niveaux de base situés à la même distance de la ligne de faîte, les eaux courantes travailleront avec la même intensité sur les deux versants, les profils d'équilibre seront symétriques de part et d'autre de la ligne de faîte, qui sera devenue la *ligne de partage*.

Mais imaginons le cas où, sur l'un des versants, la pente soit plus accusée et que le niveau de base des rivières soit, de ce côté, plus rapproché de la ligne de faîte, les cours d'eau mettront ici beaucoup moins de temps à atteindre par érosion régressive cette ligne de faîte que ceux du versant opposé. C'est ce qui, d'après G. Fabre [20], a lieu

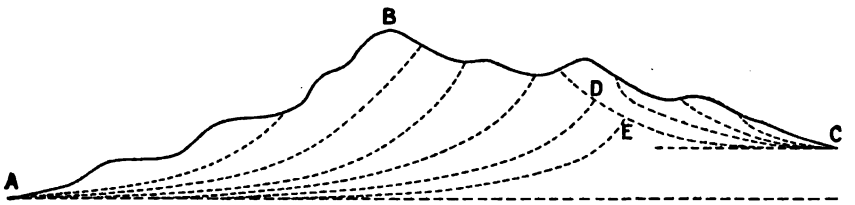


Fig. 165. — Capture d'un cours d'eau CED, dont le niveau de base est en C, par un autre cours d'eau AE, dont le niveau de base est situé plus bas, en A (d'après A. de Lapparent).

sur les deux versants du plateau de la Margeride, dans les Cévennes, où la proximité de la mer (200 km), sur le versant du Rhône, a permis aux affluents de l'Ardèche d'entamer plus rapidement ce versant que ne peuvent le faire, sur le versant atlantique, les tributaires de la Garonne, dont le niveau de base est beaucoup plus éloigné (plus de 1 000 km). Les cours d'eau du versant rhodanien ont donc une tendance très marquée à déplacer leurs sources vers l'est, de sorte que la partie haute de leur cours vient envahir des surfaces du plateau qui, primitivement, étaient drainées par des eaux allant à la Garonne. Il se produit donc ici une véritable *migration de la ligne de partage*.

Dans cet exemple les vallées des deux versants sont séparées par un plateau que l'érosion régressive n'a encore entamé que sur ses bords, de sorte que les profils des cours d'eau tendent à se rapprocher, mais ne se sont pas encore rencontrés. Que, sur l'un des versants, le niveau de base des cours d'eau se trouve situé à un niveau plus bas que sur l'autre, la migration de la ligne de partage résultera de l'intersection des deux profils et elle aura lieu au bénéfice du

versant dont les rivières aboutissent au niveau de base le moins élevé (fig. 165). C'est ce que l'on appelle une *capture;* on dit aussi que l'un des cours d'eau a été *décapité* par l'autre.

L'un des exemples les plus frappants qui aient été donnés de ce phénomène est celui des hautes vallées de l'Inn et de la Maira, dans les environs du col de la Maloja (fig. 166).

Lorsque, remontant la large vallée de la Haute-Engadine, où l'Inn prend sa source, on arrive successivement aux lacs de Saint-Moritz,

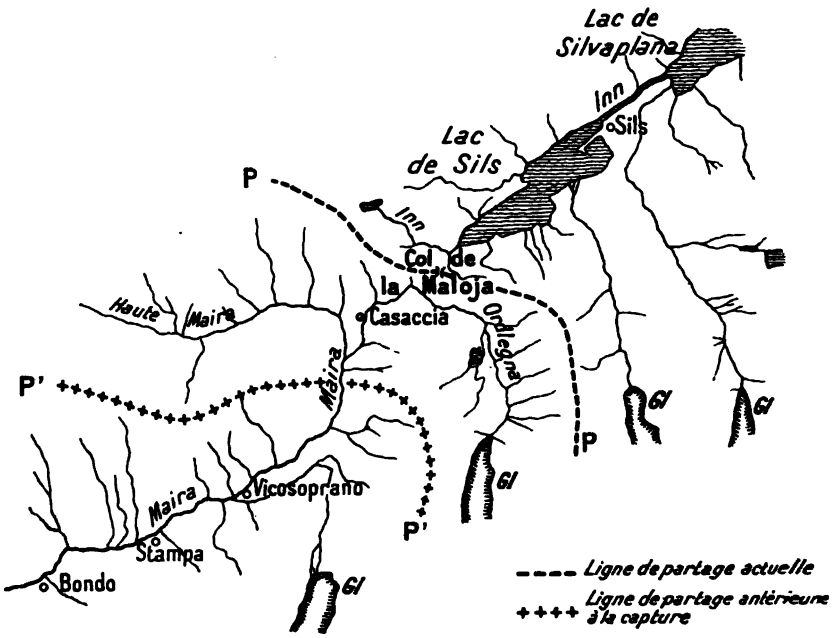


Fig. 166. — Capture du cours supérieur de l'Inn par la Maira, au col de la Maloja, Grisons (d'après A. Heim).

de Silvaplana, puis de Sils, on s'attend à rencontrer plus haut un amphithéâtre de montagnes d'où descendraient des torrents, dont la réunion donnerait naissance à l'Inn. On est tout étonné de voir qu'immédiatement en amont du lac de Sils, derrière les hôtels de Maloja, la vallée prend fin brusquement par un à-pic qui conduit dans la vallée de la Maira, dont les eaux coulent en sens inverse de l'Inn et vont à l'Adriatique. Aucun cours d'eau important ne se jette dans le lac de Sils, l'Inn n'est plus qu'un simple ruisseau. Heim a donné l'explication de cette curieuse particularité [21] : l'Engadine est une vallée décapitée par la Maira. En effet, cette rivière résulte de la réunion de trois cours d'eau, la Haute-Maira, l'Ordegna et

l'Albigna, qui coulent d'abord vers l'est et vers le nord, comme s'ils allaient se jeter dans le lac de Sils; mais ils rebroussent chemin brusquement avant de se réunir. Il est évident qu'anciennement ils se jetaient réellement dans le lac de Sils et que la ligne de partage des eaux de la mer Noire et de l'Adriatique passait, non à la Maloja, mais près de Vicosoprano (fig. 166, P'P'). La Maira, en raison de sa plus forte pente, travaillait plus activement que l'Inn et entamait graduellement l'arête qui séparait les deux bassins. Remontant vers l'amont, elle a capturé les trois anciens tributaires du lac de Sils et elle a ainsi décapité la Haute-Engadine.

W. Kilian a signalé un exemple tout à fait analogue de capture dont la Durance a été victime au col du Mont-Genèvre, au profit de la Doire Ripaire. Ici une preuve irrécusable du phénomène est fournie par la présence, dans les alluvions anciennes de la Durance, de cailloux roulés originaires du versant italien.

Sur une bien plus vaste échelle, la Cordillière des Andes a été le théâtre de migrations de la ligne de partage et de captures, qui se produisent encore de nos jours et dont bénéficie surtout le versant pacifique. Ce fut là l'origine du grave conflit qui, pendant plus de dix ans, divisa le Chili et la République Argentine et qui prit fin par une sentence arbitrale inspirée par la juste préoccupation de tenir compte de cette situation géographique particulière.

Les cours d'eau ne se contentent pas de se disputer la ligne de partage dans la région de leurs sources, ils luttent entre eux pour se ravir leurs affluents. L'exemple de la Meuse est bien fait pour nous l'apprendre; il a fait l'objet d'une étude tout à fait remarquable de la part du géographe américain W. M. Davis [22]. Cette rivière est resserrée entre les branches largement développées des bassins de la Seine et de la Moselle, elle est privée d'affluents et Davis établit qu'elle en a été dépossédée par ses voisins. La Seine lui a soutiré, par l'intermédiaire de l'Aisne, l'Aire, qui autrefois s'écoulait dans la Bar. La Moselle se jetait autrefois dans la Meuse à Pagny-sur-Meuse; elle est devenue tributaire de la Meurthe et lui a donné son nom (fig. 167). La partie de son cours actuel comprise entre Toul et Pompey n'était autre chose qu'un affluent de gauche de l'ancienne Meurthe-Moselle, comparable à l'Ache. Grâce à sa plus grande vitalité, cet affluent a pu détourner tout le cours supérieur de la Moselle, en amont de Toul, et constituer le cours actuel, remarquable par sa forme coudée, caractéristique de beaucoup de captures (*coudes de capture* de Davis). L'ancien cours, conduisant à la Meuse, n'est plus représenté que par des

ruisseaux sans importance, l'Ingressin et le ruisseau de Pagny. La Moselle a laissé toutefois une trace de son passage sous la forme d'une dépression sinueuse, à fond argileux, qui correspond à un ancien méandre, mais n'est plus suivie par aucun cours d'eau. C'est le Val de l'Ane, dont la signification n'avait pas échappé à toute une série d'auteurs, depuis Boblaye jusqu'à Wohlgemuth [23]. Ce dernier a attribué l'abandon du Val de l'Ane par la Moselle à la difficulté qu'éprouvait cette rivière à approfondir son lit argileux et à l'encombrement qui en est résulté. En aval de Pagny, on trouve

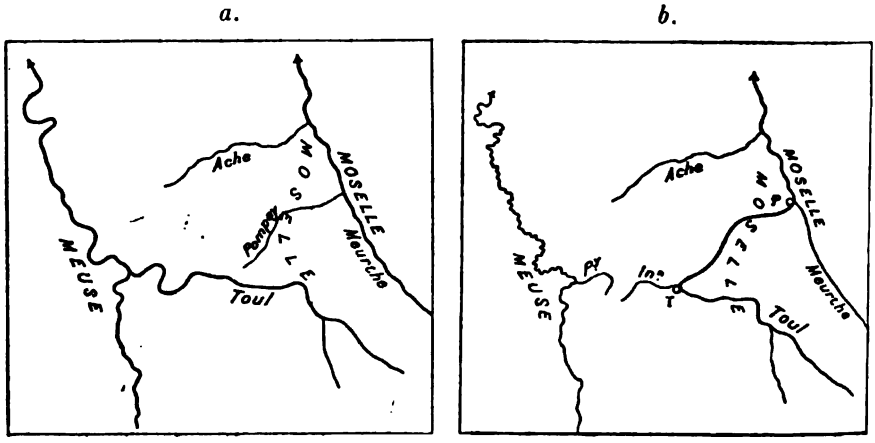
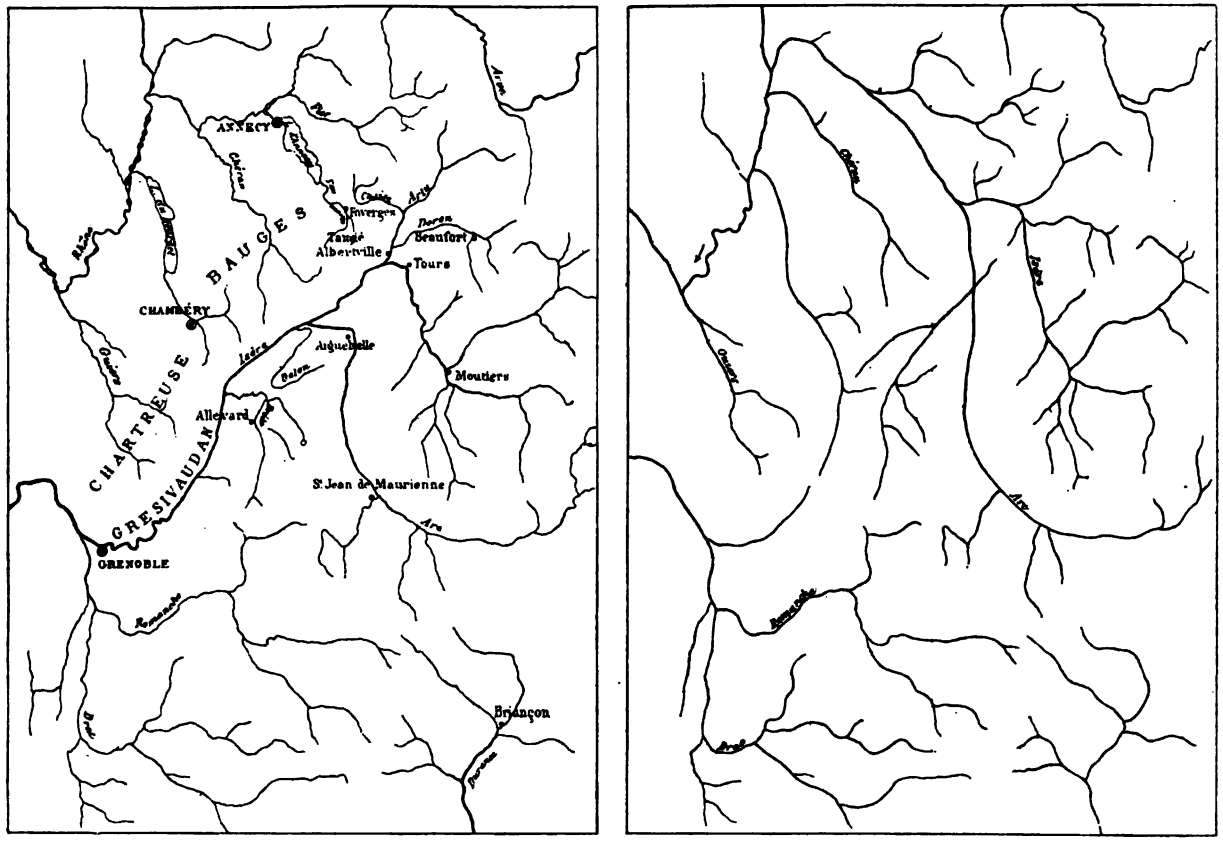


Fig. 167. — Détournement de la Haute-Moselle aux dépens de la Meuse (d'après W. M. Davis).

a, état antérieur à la capture; *b*, état actuel. In, Ingressin; P, Pompey; Py, ruisseau de Pagny; T, Toul.

même, dans les alluvions de la Meuse, des cailloux vosgiens, qui manquent en amont. Ils n'ont pu être amenés que par l'ancien cours de la Moselle.

Le Val de l'Ane est le type d'une *vallée sèche* ou *vallée morte*, comme on en rencontre souvent dans les pays où une rivière a dû abandonner sa vallée à la suite d'une capture. L'exemple de la vallée de Faverges, décrit par Maurice Lugeon [24], est peut-être encore plus frappant. La dépression du lac d'Annecy se continue en amont par une large vallée à fond plat, qui n'est plus drainée aujourd'hui que par deux rivières d'un débit insignifiant : l'Eau Morte, dont le nom est très caractéristique, qui se jette dans le lac, et la Chaise, qui coule en sens inverse, comme si elle remontait la vallée. Entre les deux cours d'eau se trouve le seuil de Faverges, par où l'on passe de plain-pied d'un bassin dans l'autre. La Chaise se jette



a. *b.*

Fig. 168. — Capture de la Haute-Isère et de l'Arc par le Drac et la Basse-Isère (d'après MAURICE LUGEON).
a, état actuel; *b*, état antérieur à la capture.

aujourd'hui dans l'Arly, qui se réunit au Doron et se déverse avec lui dans l'Isère, à l'endroit même où celle-ci passe de la direction S.E.-N.W. à la direction N.E.-S.W., qu'elle conserve jusqu'à Grenoble (fig. 168). Lugeon suppose qu'à une époque difficile à préciser, non seulement l'Arly, le Doron et l'Isère, mais l'Arc lui-même s'écoulaient vers le nord, en passant par la vallée morte de Faverges. Une capture, effectuée par une rivière qui travaillait énergiquement dans les marnes jurassiques du Graisivaudan, a entraîné tous ces cours d'eau vers le sud[1], leur permettant d'arriver plus rapidement au Rhône que par l'ancien tracé par Faverges, Annecy et la vallée du Fier.

Action des eaux courantes sur des roches de composition variée. — Dans ce qui précède nous avons supposé, en général, que les eaux courantes s'attaquaient à des reliefs dont la composition lithologique est homogène et nous avons même fait plus ou moins abstraction de la nature du terrain. Il y a lieu toutefois d'envisager les modifications diverses dans les allures des cours d'eau qui peuvent résulter de ce facteur.

Nous supposerons d'abord que le travail des eaux courantes s'effectue dans un terrain homogène, puis nous étudierons les cas où le terrain est constitué par des couches alternativement meubles et résistantes.

Les terrains dans lesquels les eaux courantes creusent le plus facilement leur lit sont les terrains détritiques à éléments non cimentés. Qu'il s'agisse d'amas de projections volcaniques, d'alluvions fluviatiles, de dépôts morainiques ou d'éboulis, le déblaiement s'opère sans difficulté et le profil d'équilibre est rapidement atteint, surtout si aux matériaux grossiers sont mélangés des éléments plus fins, plus ou moins argileux, qui empêchent l'infiltration d'une trop grande quantité d'eau et, par conséquent, la diminution du débit de la rivière. Les gorges creusées dans ces terrains sont larges, car le courant affouille les berges, qui ne tardent pas à s'écrouler.

Dans les sables et dans les grès très poreux une grande partie de l'eau s'infiltre dans le sol, de sorte que le creusement s'opère lentement, mais normalement. Il en est de même dans les formations crayeuses, où prennent naissance des vallées à fond plat, très humides.

Dans les terrains argileux, par contre, où l'infiltration est très

1. Peut-être l'Isère gagna-t-elle pendant un certain temps le Rhône en passant par le seuil de Chambéry, qui est lui aussi une vallée morte.

Cliché E. A. Martel.

GORGES DU TARN.
Le Détroit.

GORGES DE L'ARDÈCHE, PRÈS RUOMS,
dans les calcaires de la série Oolithique supérieure.

UofM

Cliché Mission d'Andalousie.

GORGES DE GOBANTÈS (Andalousie),
creusées dans les calcaires verticaux du Jurassique supérieur
(Tithonique).

Clichés E. A. Martel.

CAÑON DU VERDON (Basses-Alpes),
creusé dans les calcaires horizontaux du Jurassique supérieur.

faible, tandis que le ruissellement est intense, les vallées sont étroites, indéfiniment ramifiées. Leur profil en travers est en forme de V et cette section se retrouve dans les vallées creusées en pays granitique.

Enfin, dans les calcaires fissurés, l'excavation des vallées a lieu par un processus tout à fait spécial. L'eau qui tombe sur les plateaux s'infiltre le long des diaclases et s'engouffre dans les avens; elle atteint tout de suite son niveau de base et circule dans des rivières souterraines qui arrivent au jour par des sources vauclusiennes. La voûte des galeries s'effondre rapidement, des parties peuvent subsister sous la forme de ponts naturels, les fragments écroulés encombrent le lit, mais ne tardent pas à être entraînés lors des crues. Des gorges à parois abruptes, à fond plat, à profil en U, entament alors le plateau et s'étendent graduellement vers l'amont. Les gorges du Tarn, celles de l'Ardèche fournissent de beaux exemples de ce mode de creusement (pl. LIX).

Dans les calcaires compacts et dans les grès en gros bancs peu perméables, comme aussi dans les roches éruptives non fissurées et quelquefois dans les schistes, il se forme des gorges très étroites, à parois verticales, ou surplombantes (pl. LX), où le rôle principal dans le creusement appartient aux tourbillons (voir plus haut, p. 407), ainsi qu'on peut le voir à la Perte du Rhône, dans les gorges de la Valserine (pl. LIV), du Fier, du Trient, de la Tamina, etc. [2,7].

Lorsque les eaux courantes travaillent dans des couches inégalement résistantes, alternant plus ou moins régulièrement, les couches dures sont mises en saillie et il en résulte — dans le cas de couches à peu près horizontales — des profils en gradins. Les bancs résistants donnent lieu dans le profil en long à des ruptures de pente, à des cascades, qui reculent graduellement vers l'amont. Les bancs tendres sont, en effet, affouillés par les remous, et les bancs durs qui surplombent finissent par s'effondrer. Le Niagara est un exemple classique de ce recul des cascades. Le fleuve a déjà entaillé, en amont du lac Ontario, une gorge de plus de 11 km de long, tout le long de laquelle on observe un gros banc de calcaire reposant sur des schistes. C'est ce banc calcaire qui détermine la chute. Celle-ci recule tous les ans d'environ 1 m 30; on en a conclu que le creusement de la gorge a nécessité à peu près 8 500 ans.

Des coulées de roches éruptives peuvent faire obstacle à la réalisation du profil d'équilibre, exactement comme des couches résistantes dans une série sédimentaire horizontale. Aussi, dans les régions basaltiques, la traversée des nappes d'épanchement par un cours d'eau correspond-elle en général à une cascade.

Chacun de ces obstacles constitue pour le bief du cours d'eau situé en amont un niveau de base temporaire.

Les eaux courantes découpent les régions à couches horizontales inégalement résistantes en plateaux tabulaires, auxquels les géographes américains donnent le nom de *mesas*. Le plateau basaltique des Coirons (pl. XXVIII, 2), dans le Vivarais, est un des plus beaux exemples de cette forme topographique spéciale que nous possédions en France.

Action des eaux courantes dans les régions plissées. — Lorsque les plissements affectent des couches d'un caractère très uniforme sur une grande épaisseur, comme le sont par exemple les puissantes séries schisteuses des géosynclinaux, la masse plissée se comporte vis-à-vis des eaux courantes comme un terrain homogène; mais lorsque la succession présente des alternances de couches tendres et de couches résistantes, ces dernières sont mises en saillie, tout comme dans le cas des couches horizontales. Il y a lieu toutefois d'examiner de plus près les modifications que peut subir le tracé des cours d'eau du fait des dislocations de l'écorce terrestre.

Coulant sur des couches simplement inclinées, les rivières tendent à orienter leur cours soit suivant la direction des pendages, soit suivant celle des lignes d'affleurement. Dans le premier cas, la pente peut être, soit dirigée dans le même sens que le plongement des couches, et le cours d'eau sera dit *conséquent*; soit dirigée en sens inverse du plongement, le cours d'eau étant alors *obséquent*.

Les cours d'eau conséquents ont au début un profil en long qui présente des ruptures de pente au passage de chaque couche résistante et des biefs presque horizontaux dans les intervalles; les cascades seront toutefois l'exception et la régularisation parfaite du profil ne tardera pas à se réaliser. Les cou[illegible] de l'ouest du bassin de Paris rentrent dans cette catégori[illegible]

Les cours d'eau obséquents possèdent un p[illegible] bien plus discontinu, les couches résistantes provoquen[illegible] de cascades ou de rapides, la régularisation est plus lo[illegible]er.

Un cours d'eau qui coule suivant l'affleureme[illegible] est appelé *subséquent*. C'est généralement dans une co[illegible] il creuse son lit et il parcourt une vallée *monoclinale*, dont un versant est formé par le front abrupt d'une [illegible] tandis que l'autre est [illegible] pente douce d'une [illegible] rieure également résis[illegible]

Les affluents des [illegible]ts et obséque[illegible]

presque toujours, au moins sur une partie de leur cours, des rivières subséquentes.

Dans des pays régulièrement plissés comme le Jura, où des plis droits ou simplement déversés courent parallèlement les uns aux autres sur de grandes longueurs, les synclinaux deviennent des vallées, les anticlinaux, des chaînes. Le cours d'eau principal suit d'ordinaire une vallée synclinale, ou *val*, où il reçoit des affluents : les

Fig. 169. — Formation de combes et de *crêts* correspondant aux couches du sol dans une suite de plis simples et réguliers (d'après O. Barré).

La partie droite de la figure montre qu'il peut s'établir des vallées *anticlinales* dans l'axe d'une voûte à noyau peu résistant.

uns entament légèrement les flancs des voûtes anticlinales et constituent les *ruz*, tandis que d'autres traversent de part en part ces accidents, formant d'étroites vallées transversales appelées *cluses*. Ces dernières drainent en même temps les ruisseaux subséquents qui coulent parallèlement aux axes des anticlinaux, à la limite d'une couche dure et d'une couche tendre, et qui forment les *combes* (fig. 169).

Dans certaines régions, comme dans les Bauges et dans le Diois,

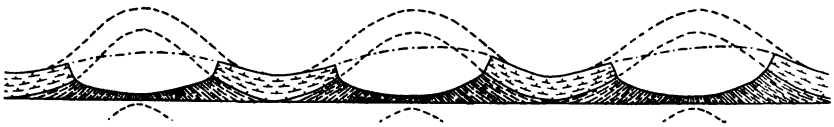


Fig. 170. — Exemple d'inversion de relief, conséquence de la conservation de couches dures dans le fond des synclinaux et du creusement rapide des noyaux peu résistants des anticlinaux (d'après G. de la Noë et E. de Margerie).

les anticlinaux ont été entamés profondément, de manière à mettre à nu leur noyau, et, si celui-ci est constitué par des couches tendres, cours d'eau principal y creuse son lit.

les synclinaux, par contre, les couches dures sont conser- forme de témoins limités par des falaises abruptes. La constitue une vallée haute, d'où les eaux s'échappent la falaise ou tombent en cascade. Il y a *inver-* les synclinaux occupent les régions élevées, basses (fig. 170).

souvent l'aspect de bassins elliptiques ment le nom de cuvettes syncli-

nales (pl. VIII, 1). Comme dans le Diois, ces témoins sont, en Tunisie, une des particularités les plus frappantes de la morphologie. Les Arabes leur donnent le nom de Kalaat ou de Gsaa.

Dans les Alpes, il existe beaucoup de vallées longitudinales, suivies par des cours d'eau subséquents, qui quittent ensuite l'intérieur de la chaîne pour gagner la plaine en traversant les zones extérieures de plissement par des *vallées transversales de sortie*, dont le

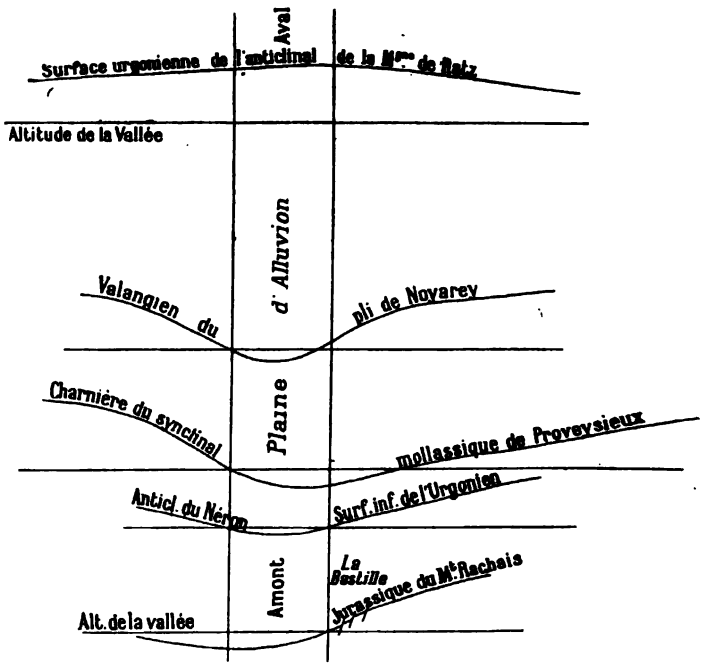


Fig. 171. — Inflexion synclinale transverse des plis dans la coupure de l'Isère (d'après Maurice Lugeon).

Échelle 1 : 100 000 pour les hauteurs, 1 : 200 000 pour les longueurs.

Rhône, entre Martigny et le lac de Genève, et l'Isère, en aval de Grenoble, constituent les exemples les plus remarquables. Maurice Lugeon [26] s'est livré à une étude détaillée de ces vallées transversales et a pu établir qu'elles étaient dues presque sans exception à un abaissement de l'axe des plis suivant une ligne perpendiculaire à leur direction.

Les rivières ont profité de ces points bas pour traverser les chaînes extérieures et se sont ensuite plus profondément encaissées en régularisant leur lit (fig. 171).

Il résulte de ces divers exemples que les plissements exercent sur le tracé des cours d'eau une action directrice manifeste. Toutefois,

lorsqu'il s'agit de plis couchés ou de nappes de charriage superposées, plus ou moins horizontales, ces empilements se comportent comme des couches sédimentaires en succession normale et les eaux courantes y travaillent comme dans des couches horizontales ou simplement inclinées.

Les failles jouent également un rôle déterminant dans l'établissement du tracé des rivières. On a même cru pendant longtemps que les vallées transversales profondément encaissées devaient leur existence à la présence de cassures, qu'auraient suivies les eaux courantes en raison de la moindre résistance opposée à l'érosion. C'est surtout à Heim que revient le mérite de s'être élevé avec force contre cette manière de voir et d'avoir, par plusieurs exemples bien choisis, tels que les gorges de la Reuss et la Via Mala, démontré l'indépendance absolue des vallées transversales de toute fracture préexistante [6]. Cependant il est clair qu'une faille mettra souvent en contact une couche dure et une couche tendre et que cette circonstance favorisera le travail de l'érosion le long de la ligne de dislocation, surtout si les couches sont inclinées.

Les fossés, délimités par deux failles parallèles, sont presque toujours devenus des vallées, et d'importants cours d'eau les suivent dans toute leur longueur. Il suffit de citer la vallée du Rhin, de Bâle à Mayence, les deux Limagnes, la vallée du Jourdain et le grand fossé de l'Afrique orientale.

Cycles d'érosion successifs et formation des terrasses. — On sait que les méandres sont un des traits distinctifs des vieilles rivières, ils prennent naissance dans les parties du tracé où l'érosion n'a plus lieu que sur les berges et où le cours d'eau n'affouille pas son lit. Il y a cependant des rivières dont les méandres sont profondément encaissés, c'est-à-dire que leur lit est bordé d'escarpements élevés, qui aboutissent fréquemment à un plateau et suivent sur les deux rives toutes les sinuosités du cours. Il est évident qu'une rivière qui aurait creusé son lit dans un plateau par érosion régressive, en partant d'un niveau de base, aurait creusé une gorge beaucoup moins sinueuse et que les méandres se seraient formés postérieurement au creusement, dans le thalweg de la vallée élargie. Ils ne seraient pas encaissés. Leur forme même nous montre avec évidence qu'ils ont pris naissance dans une plaine, où la rivière divaguait, c'est-à-dire sur la surface du plateau. Une cause, que nous chercherons tout à l'heure à préciser, a changé les conditions de pente initiales, le cours d'eau s'est remis à affouiller son lit, il a creusé ses méandres

et s'est peu à peu encaissé dans ses berges primitives, de manière à couler entre deux versants escarpés. Bien entendu, les méandres, tout en s'encaissant, ont continué à s'accentuer de plus en plus, par affouillement des berges concaves, par alluvionnement sur les berges convexes.

La Meuse et la Moselle, à leur traversée du massif ardennais, forment ainsi des méandres encaissés, qui sont tout à fait classiques.

Au moment où ces rivières traçaient, sur l'ancienne pénéplaine, des méandres divagants, elles avaient atteint leur profil d'équilibre. C'est par suite d'un *rajeunissement* du réseau hydrographique vieilli qu'elles ont recommencé à creuser leur lit, jusqu'à ce qu'elles aient retrouvé un nouveau profil d'équilibre, à un niveau inférieur au premier.

Powell a dit de ces cours d'eau encaissés qu'ils sont plus anciens que la vallée qui les abrite. Les auteurs américains les qualifient d'*antécédents*.

Un grand nombre de ces rivières antécédentes ont un tracé tout à fait indépendant des conditions tectoniques des régions qu'elles traversent. Elles entament les obstacles qu'elles rencontrent sur leur route, sans se préoccuper de la résistance des roches et passent par exemple d'un synclinal au synclinal voisin en sciant une entaille au travers de l'anticlinal intermédaire, formé de roches dures. La Birse, dans le Jura bernois et bâlois, a pendant longtemps constitué une énigme de ce genre. Si l'on suppose que ces rivières coulaient d'abord sur une surface où ces différences de résistance n'existaient pas et qu'elles se sont graduellement encaissées, l'anomalie s'explique aisément : le cours d'eau a approfondi son lit, en entamant indistinctement les différentes couches dont celui-ci était formé, et ainsi ont pu être sciées les gorges dans les anticlinaux de couches résistantes. Richthofen a donné le nom d'*épigénie* à ce mode de creusement des vallées transversales; les auteurs américains parlent de cours d'eau *surimposés*.

Il y a aussi des épigénies qui résultent de la préexistence de vallées subséquentes. La rivière, au moment où elle avait atteint son profil d'équilibre, coulait dans une vallée isoclinale, à la limite d'une couche dure et d'une couche tendre. Un rajeunissement brusque a eu lieu, de sorte que le cours d'eau s'est mis rapidement à approfondir son lit, sans le déplacer, et a ainsi creusé une gorge étroite dans les couches dures sous-jacentes, tandis que les couches tendres disparaissaient par dénudation graduelle. C'est exactement ce qui s'est produit pour les gorges de l'Ardèche, entre Vogué

et Ruoms : la rivière suivait autrefois la limite des calcaires jurassiques et des marnes éocrétacées; grâce à l'ouverture d'un nouveau cycle d'érosion, elle a profondément entamé les calcaires et coule maintenant dans une gorge dont les sinuosités paraissent au premier abord inexplicables.

Les rajeunissements de cours d'eau arrivés au stade de vieillesse sont très fréquents et l'on rencontre souvent, dans une même vallée, les traces de plusieurs cycles d'érosion successifs.

Sur les versants on observe des paliers étagés, correspondant à d'anciens lits, dans chacun desquels s'est creusé le lit correspondant au cycle suivant (fig. 172). Chaque palier peut être formé par une nappe d'alluvions, déposée au moment où le cours d'eau avait son

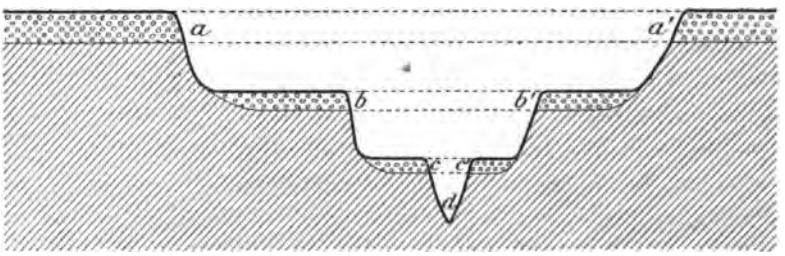


Fig. 172. — Coupe schématique d'un système de trois terrasses emboîtées.
aa', haute terrasse, la plus ancienne; *bb'*, moyenne terrasse; *cc'*, basse terrasse, la plus récente; *d*, lit actuel du cours d'eau.

thalweg à l'altitude correspondante. Le lit de chaque nouveau cycle est creusé dans les alluvions du cycle précédent et souvent à un niveau plus bas encore. Les nappes d'alluvions correspondant aux anciens thalwegs forment ainsi autant de *terrasses*, emboîtées les unes dans les autres, les plus élevées étant les plus anciennes, les plus basses, les plus récentes. Cette règle de l'*emboîtement des terrasses* a été établie il y a déjà longtemps par Prestwich.

Chaque terrasse correspond à une phase d'alluvionnement, indiquant pour le cours d'eau un état voisin de l'équilibre. Chaque creusement séparant la formation de deux terrasses correspond à un rajeunissement, au début d'un nouveau cycle d'érosion.

Il est rare que l'on observe sur les flancs d'une vallée plus de trois ou quatre terrasses étagées. Celle de la Seine présente un niveau très élevé de cailloutis occupant des plateaux; plus bas se trouvent deux terrasses, constituant ce que Belgrand a appelé les « hauts niveaux » et les « bas niveaux ». Nous reviendrons en détail sur le nombre, sur l'âge, sur le mode de formation des terrasses des grands

cours d'eau d'Europe dans le chapitre que, dans la seconde partie de cet ouvrage, nous consacrerons à l'époque Quaternaire. Ici nous devons rechercher les causes du rajeunissement des cours d'eau, en nous plaçant à un point de vue plus général.

Si l'on met à part les variations de climat, qui peuvent donner lieu à des changements dans le débit du fleuve et, par conséquent, à des alternances régulières dans le débit des cours d'eau, mais qui ne peuvent rendre compte de rajeunissements suffisants pour causer l'encaissement des méandres, il est évident que les phénomènes dont il vient d'être question doivent être attribués à des changements dans les conditions de pente du cours d'eau. Mais, lorsqu'il s'agit d'expliquer ces changements, on se trouve en présence de deux interprétations bien différentes, qui ont l'une et l'autre des partisans et qui correspondent peut-être, l'une et l'autre, à la réalité, suivant les cas particuliers.

Dans l'une des interprétations, développées principalement par Powell [12], par Dutton [30], par E. Tietze [29], la cause du rajeunissement doit être cherchée à l'amont, ou tout au moins dans la région où s'est produit le recreusement. Dans l'autre, dont Penck [33], Löwl [31], le général de Lamothe [35, 36] se sont fait les défenseurs, la cause se trouverait à l'aval.

Dans la première hypothèse, on suppose que la région traversée par le cours d'eau s'est soulevée postérieurement à l'établissement du profil d'équilibre; il y a eu alors rajeunissement par suite d'une augmentation de la pente, et la rivière s'est encaissée progressivement à mesure que le massif se soulevait. « C'est, dit très justement le général Bourdon, l'action de la poutre poussée par un mécanisme sous la scie qui la fend et montant des deux côtés de la lame. »

On verra dans un chapitre ultérieur que ces soulèvements en masse sont en quelque sorte la règle dans l'histoire des chaînes de montagnes. Il est difficile de ne pas les invoquer lorsque l'on se trouve en présence d'entailles profondes à parois verticales telles que le Grand Cañon du Colorado, dans l'Arizona, où le fleuve, après avoir coulé dans une plaine, entre dans un massif, où son lit est profondément encaissé, pour ressortir de l'autre côté.

La deuxième hypothèse fait appel à un changement du niveau de base. Si le niveau de la mer s'abaisse, ou si, ce qui revient au même comme résultat, l'ensemble du continent se soulève, le niveau de base se trouve beaucoup plus bas qu'il ne l'était au cours du précédent cycle d'érosion. Le fleuve est obligé de régulariser son lit en le creusant à nouveau d'aval en amont, jusqu'à ce qu'il ait atteint

le profil d'équilibre correspondant aux nouvelles conditions de pente.

Dans le cas d'un mouvement ascendant de la région montagneuse et d'un niveau de base restant fixe, les différences d'altitude entre les terrasses diminuent graduellement de l'amont vers l'aval et les anciens thalwegs viennent converger, avant même d'atteindre le niveau de base, qui est resté fixe. Vers l'embouchure, les alluvions ne sont plus emboîtées, les plus récentes sont superposées aux plus anciennes. C'est ce qui semble se produire par exemple pour la vallée de la Durance.

Dans le cas d'un mouvement négatif du niveau de base, par contre, les terrasses vont en se rapprochant vers l'amont, où leurs niveaux tendent à se confondre. A l'embouchure, elles se raccordent de part et d'autre avec d'anciennes plages, qui correspondent aux niveaux successifs qu'a occupés la mer et qui constituent, pour le cours d'eau, autant de niveaux de base. Les terrasses de la vallée de l'Isser, en Algérie, si bien étudiées par le général de Lamothe [35], remplissent cette condition.

Si maintenant un massif montagneux, au lieu de s'élever dans son ensemble, s'affaisse, l'alluvionnement gagne de proche en proche tout le profil en long. Le même résultat sera atteint par un mouvement positif du niveau de base. Si le mouvement continue à se produire dans le même sens, sans oscillation en sens inverse donnant lieu à de nouveaux creusements, l'alluvionnement prendra des proportions telles que le cours d'eau se perdra dans ses propres alluvions, sans trouver les conditions de pente nécessaires pour arriver jusqu'à la mer. Il semble bien que ce soit à une pareille cause qu'est due la *décrépitude* des cours d'eau du Sahara central.

Sédimentation. — Pour terminer, il nous reste à dire quelques mots des sédiments déposés par les eaux courantes. On peut en examiner les caractères soit sur les parois des excavations creusées par l'homme dans le thalweg des vallées, soit sur les berges des cours d'eau actuels, soit sur le front des terrasses, soit, enfin, dans les séries géologiques anciennes, où ils sont généralement associés à d'autres formations continentales et sont intercalés au milieu de formations marines. Ce sont toujours des dépôts détritiques, à l'exclusion des dépôts d'origine chimique ou organique. On leur donne le nom d'*alluvions*. Le terme de *diluvium* est aussi quelquefois employé, surtout à l'étranger, mais il a le tort d'évoquer des idées théoriques depuis longtemps abandonnées.

D'après leur calibre, ces alluvions sont divisées en *cailloutis* (ou *conglomérats*, lorsqu'ils sont cimentés), *graviers*, *sables* et *limons*. Ces diverses catégories répondent à des vitesses différentes des courants du cours d'eau qui les a déposées. Lorsqu'on les rencontre en couches superposées, on a la preuve évidente de variations dans la vitesse du courant. Des alternances répétées des mêmes variétés d'alluvions indiquent des changements périodiques dans le débit, des successions régulières de crues et de basses eaux. La *stratification oblique* s'observe très fréquemment dans les alluvions, mais elle se retrouve aussi dans certains dépôts marins et dans les formations éoliennes. La forte inclinaison des lits est toujours une preuve certaine d'actions torrentielles.

Les restes organiques des alluvions sont, à part quelques Mollusques fluviatiles (*Unio*, *Anodonta*, *Cyrena*, etc.), exclusivement des cadavres charriés ou des débris végétaux entraînés par le courant.

---

1. — JEAN BRUNHES. Les marmites du barrage de la Maigrauge. *Bull. Soc. fribourgeoise des Sc. nat.*, VII, p. 169-185, 7 fig., 1899.

2. — ID. Le travail des eaux courantes : la tactique des tourbillons. *Mém. de la Soc. fribourgeoise des Sc. Nat. Géol. et Géogr.*, II, fasc. 4, p. 153-224, 14 fig., 1902.

3. — ALEXANDRE SURELL. Étude sur les torrents des Hautes-Alpes. 1 vol. in-4°, 283 p., 6 pl. Paris, 1841.

4. — ID. 2e édition, avec une suite par ERNEST CÉZANNE. 2 vol. in-8°, XV + 321 p., 4 pl. et XVI + 386 p., 12 fig. Paris, 1870, 1872.

5. — JAMES D. DANA. U. S. Exploring Expedition during the years 1838-1842, under the command of Charles Wilkes. X, Geology. 1 vol. in-4°, XII + 756 p., fig., atlas in-folio, 21 pl. Philadelphia, 1849.

6. — ALBERT HEIM. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. Abschnitt V, Die Erscheinungen der Oberfläche, p. 247-346. Basel, 1878.

7. — G. DE LA NOË et EMM. DE MARGERIE. Les formes du terrain. *Serv. Géogr. de l'Armée*. 1 vol. in-4°, 105 p., atlas in-4°, 49 pl. Paris, 1888.

8. — A. A. HUMPHREYS and H. L. ABBOT. Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississipi River. 1 vol. in-4°, 456 + CXLVI p., 20 pl. Philadelphia, 1861.

9. — J. BEETE-JUKES. On the mode of formation of some of the river-valleys in the South of Ireland. *Quart. Journ. of the Geol. Soc.*, XVIII, p. 378-403, pl. XIX, XX, 1862.

10. — L. RÜTIMEYER. Ueber Thal- und See-Bildung. Beiträge zum Verständniss der Oberfläche der Schweiz. 1 vol. in-4°, 95 p., 1 pl. Basel, 1869.

11. — DAUSSE. Études relatives aux inondations et à l'endiguement des rivières. *Mém. prés. par divers savants à l'Acad. des Sc. de l'Inst. de France, Sc. mathém. et phys.*, XX, p. 287-507, 12 pl., 1872.

12. — J. W. Powell. On the physical features of the Valley of the Colorado. *Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries.* In-4°, p. 149-214, fig. 50-79. Washington, 1875.

13. — R. D. Oldham. On the law that governs the action of flowing streams. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLIV, p. 733-739, 1888.

14. — Philippson. Ein Beitrag zur Erosionstheorie. *Peterm. Mitt.*, XXXII, p. 67-79, 12 fig., 1886.

14 *bis*. — Id. Studien über Wasserscheiden. 1 br. in-8°, 163 p., 42 fig. Leipzig, 1886.

15. — A. Penck. Das Endziel der Erosion und Denudation. *Verh. d. VIII. Deutschen Geographentags zu Berlin*, p. 91-100, 1889.

16. — W. M. Davis. La pénéplaine. *Annales de Géogr.*, VIII, p. 289-303, 385-404, 6 fig., 1899.

17. — Id. Baselevel, Grade and Peneplaine. *The Journal of Geology*, X, p. 77-111, 1902.

18. — W. Branco. Ein neuer Tertiär-Vulkan nahe bei Stuttgart, zugleich ein Beweis, dass sich die Alb einst bis zur Landeshauptstadt hinausdehnte. Universitätsprogramm, 68 p., 1 carte, 2 fig. Tübingen, 1892.

19. — Passarge. Ueber Rumpfflächen und Inselberge. *Zeitschr. d. D. geol. Ges.*, LVI, Monatsber., p. 193-215, 1904.

20. — G. Fabre. Compte-rendu de l'excursion du jeudi 21 septembre 1892 à Langogne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XXI, p. 620-625, 1894.

21. — Albert Heim. Die Seen des Oberengadin. *Jahrb. d. S. A. C.*, XV, p. 429-436, 1880.

22. — W. M. Davis. La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de Géogr.*, V, p. 25-49, 5 fig., 1 carte, 1895.

23. — Jules Wohlgemuth. Sur la cause du changement de lit de la Moselle, ancien affluent de la Meuse. *A. F. A. S. Congrès de Paris*, p. 403-408, 3 fig., pl. IX, 1890.

24. — Maurice Lugeon. Leçon d'ouverture du cours de Géographie physique professé à l'Université de Lausanne. *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, XXXIII, p. 49-78, pl. I-III, 1897.

25. — W. M. Davis. The Development of certain English Rivers. *The Geogr. Journ.*, V, p. 127-146, 3 fig., 1895.

26. — Maurice Lugeon. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. de Géogr.*, X, p. 295-317, 401-428, pl. XXX-XXXII, XXXVII-XXXVIII, 22 fig., 1901.

27. — K. Futterer. Durchbruchsthäler in den Süd-Alpen. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. in Berlin*, XXX, p. 1-94, pl. I-IV, 1895.

28. — J. Cornet. Études sur l'évolution des rivières belges. *Annales de la Soc. Géol. de Belg.*, XXX, Mém., p. 261-500, 36 fig., 1904.

29. — Emil Tietze. Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, XXVIII, p. 581-610, 1878; XXXII, p. 685-768, 1882.

30. — Clarence E. Dutton. Tertiary History of the Grand Cañon District. *Monogr. U. S. Geol. Surv.*, II, xiv + 264 p., fig., atlas in-folio 23 pl., 1882.

31. — Ferd. Löwl. Die Entstehung der Durchbruchsthäler. *Peterm. Milth.*, XXVIII, p. 405-416, 1882.

32. — Id. Ueber Thalbildung. 1 vol., in-8°, 136 p., 26 fig. Prague, 1884.

33. — Albrecht Penck. Ueber Periodicität der Thalbildung. *Verh. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*, XI, p. 39-59, 1884.

34. — Joseph Le Conte. A Post-Tertiary Elevation of the Sierra Nevada shown by the River beds. *Amer. Journ. of Sc.*, 3d ser., XXXII, p. 167-181, 10 fig., 1886.

35. — De Lamothe. Note sur les anciennes plages et terrasses du bassin de l'Isser (département d'Alger) et de quelques autres bassins de la côte algérienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XXVII, p. 257-303, 10 fig., pl. III, 1899.

36. — Id. Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. Preuves que leur formation est due à des oscillations eustatiques du niveau de base. *Ibid.*, 4e sér., I, p. 297-383, 17 fig., 1901.

37. — I.-C. Russell. River Development as illustrated by the Rivers of North America. 1 vol. in-8°, 327 p., 17 pl., 23 fig. London, New York, 1898.

V. aussi : 0,1-9; 0,18-21.

CHAPITRE XXVI

LES GLACIERS

Répartition géographique et principaux types. — Origine et caractères physiques de la glace du glacier. — Marche du glacier et ses causes. — Ablation de la glace. — Variations de régime. — Phénomènes de transport et de sédimentation. — Phénomènes de corrosion. — Ancienne extension des glaciers. — Preuves de la multiplicité des invasions glaciaires. — Hypothèses relatives aux causes des périodes glaciaires.

Les glaciers sont des amas plus ou moins étendus de glace en mouvement, que l'on rencontre sur la terre ferme à de hautes altitudes ou sous les latitudes élevées. Au même titre que le vent, le ruissellement, les eaux courantes, ils constituent de puissants agents d'ablation, de transport, de sédimentation et même de corrosion. C'est avant tout cette fonction géologique qui doit retenir notre attention. Mais la *Physique des glaciers* est non moins intéressante, elle fait aujourd'hui l'objet d'une branche indépendante de la Physique du Globe, dont il est indispensable de résumer ici les résultats essentiels, tout au moins en tant que leur connaissance est nécessaire à la compréhension du rôle des glaciers dans les phénomènes de glyptogénèse [1-7].

Répartition géographique et principaux types. — La condition indispensable à la formation de glaciers, en un point déterminé du Globe, est l'existence de reliefs s'élevant au-dessus de la limite inférieure des neiges perpétuelles, ou plus exactement des *neiges persistantes*. Cette limite dépend essentiellement du climat; elle est à la fois fonction de la température et de l'état hygrométrique de l'air; aussi présente-t-elle les plus grandes variations d'altitude, même pour des points relativement rapprochés, situés sur la même latitude (fig. 173). Elle ne descend cependant jamais jusqu'au niveau même de la mer, même dans les régions polaires. Elle est toujours plus élevée au

centre d'un grand massif que sur la périphérie, ainsi qu'on a pu l'établir dans les Alpes, en Norvège, au Caucase, etc. Elle descend plus bas sur les versants exposés au nord que sur les pentes tournées vers le midi. Elle subit aussi de grandes variations annuelles, qui dépendent de la plus ou moins grande abondance des chutes de neige [22-23].

Un climat maritime, combiné avec des altitudes élevées, favorise l'établissement des glaciers sous toutes les latitudes, tandis que, même dans les régions polaires, les glaciers font défaut dans les plaines de faible altitude de l'intérieur des continents, comme par exemple dans celles de la Sibérie, où cependant le thermomètre descend extrêmement bas.

La limite des neiges persistantes ne marque toutefois pas la limite inférieure atteinte par la terminaison des glaciers, ceux-ci peuvent descendre beaucoup plus bas et quelquefois jusqu'au niveau de la mer, en raison de leur écoulement continu vers l'aval, qui est certainement la plus essentielle de leurs particularités.

Les glaciers occupent, dans les régions polaires, des surfaces auprès desquelles celles des glaciers des régions tempérées sont tout à fait insignifiantes. Ils s'y présentent sous la forme de vastes calottes, qui recouvrent presque en totalité des continents, ou de grandes îles, ou tout au moins des plateaux très étendus. Dans les pays tempérés, par contre, les glaciers sont encaissés dans des vallées, dont ils suivent le thalweg, en partant d'un bassin d'alimentation pour se diriger vers l'aval. Ils prennent ainsi une forme plus ou moins allongée. On leur réserve le nom de *glaciers proprement dits* ou de *glaciers encaissés*, par opposition aux *calottes glaciaires*. Chacune de ces deux catégories comprend un certain nombre de types distincts, reliés entre eux par des termes de passage, tout comme il existe des types intermédiaires entre les calottes et les glaciers encaissés. Nous allons passer successivement en revue ces diverses formes de glaciers.

Calottes glaciaires. — On donne le nom de *calottes continentales* ou *Inlandsis* à des calottes glaciaires qui recouvrent tout un continent comme le continent Antarctique, ou une grande île, comme le Grœnland ou la terre de Baffin.

La glace se forme sur place dans la région centrale de l'île ou du continent et s'écoule en pente douce vers la périphérie, de sorte que, en particulier au Grœnland [8], la calotte possède la forme d'un vaste bouclier. Quelques sommets non recouverts de glace surgissent de loin en loin. Au Grœnland on leur a donné le nom de *nunataker*. Ils sont plus nombreux vers les bords qu'au centre, de

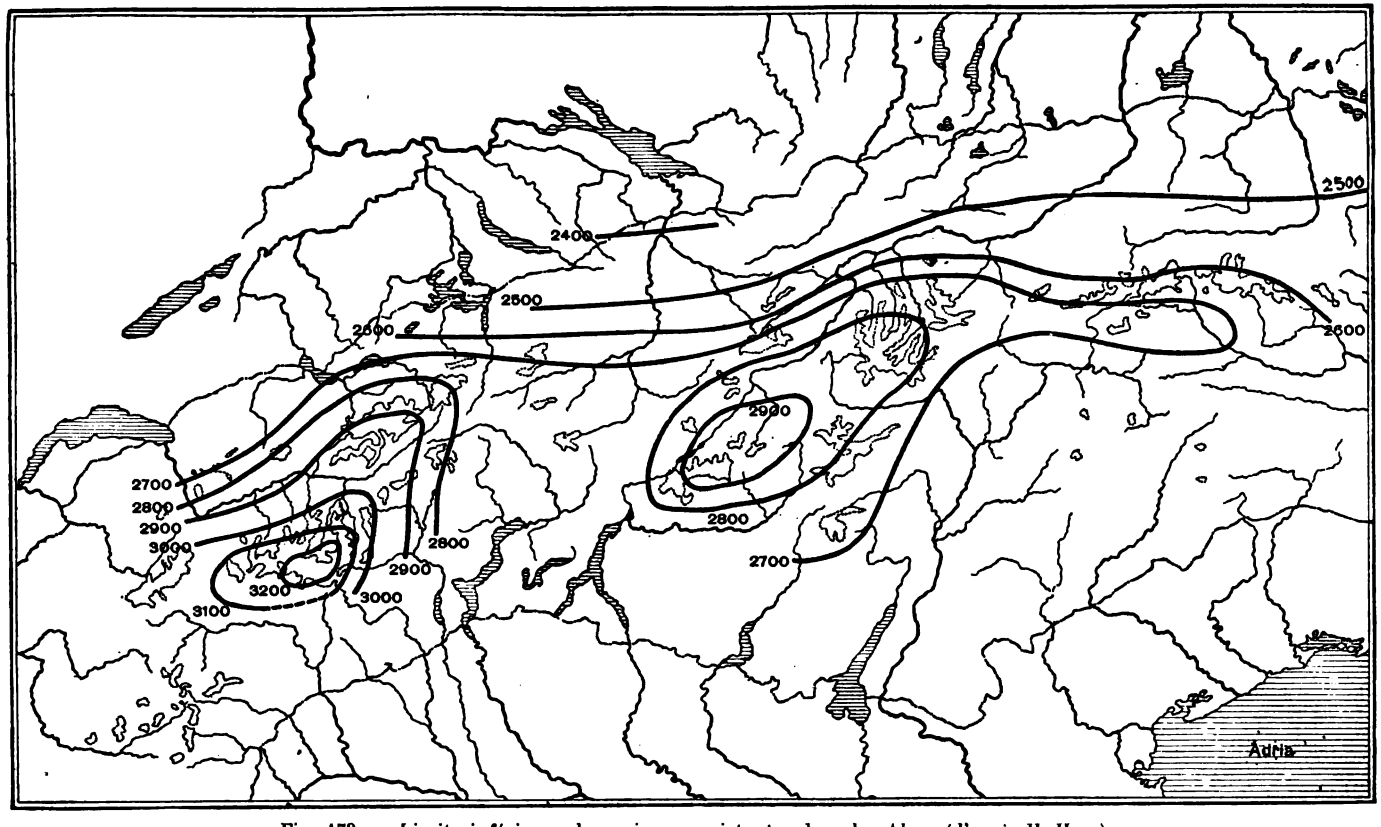


Fig. 173. — Limite inférieure des neiges persistantes dans les Alpes (d'après H. Hess).
Le pointillé fin indique d'une manière approximative les contours des massifs couverts de glaciers.

sorte que la glace se déverse vers le littoral par des émissaires individualisés, qui rappellent les glaciers encaissés.

Il est difficile d'évaluer la surface de l'immense calotte glaciaire qui sans doute recouvre presque en totalité le continent Antarctique; celle de l'inlandsis du Grœnland a été estimée à 2 millions de km².

Sous des latitudes moins élevées, les calottes glaciaires couvrent des surfaces d'une moindre étendue : ce sont des *calottes locales*, qui occupent des plateaux élevés et alimentent plusieurs glaciers encaissés dans des vallées divergentes. C'est le *type scandinave* (pl. LXII, 2), réalisé surtout au Justedalsbrä et au Svartisen, en Norvège [9].

Le même type existe en Islande. Les calottes du Spitzberg [10, 11] sont de véritables inlandsis, mais quelques-unes d'entre elles donnent naissance à d'immenses glaciers encaissés, qui coulent jusqu'à la mer dans de larges vallées à pente modérée.

Glaciers encaissés ou glaciers proprement dits. — Tandis que, dans le type scandinave, les bassins d'alimentation des divers émissaires sont confondus, dans les glaciers proprement dits chaque bassin d'alimentation donne naissance à un glacier unique, qui tantôt coule dans le fond d'une vallée, tantôt plane en quelque sorte sur une croupe, ou occupe le fond d'un cirque.

Les *glaciers de vallée* constituent ce que l'on appelle d'ordinaire le *type alpin*. Ils possèdent en général un bassin d'alimentation comparable au bassin de réception d'un torrent (pl. LXI) et sont ensuite encaissés, entre des parois plus ou moins abruptes, de manière à se développer en longueur et prendre la forme d'une langue (*Gletscherzunge*). Le glacier des Bossons (pl. LXII, 1), dans le massif du Mont Blanc, les deux glaciers de Grindelwald [12], celui de Rosenlaui, dans le massif de l'Aar, sont des exemples classiques de *glaciers simples*. On peut leur opposer les *glaciers polysynthétiques* ou *composés*, qui résultent de la concrescence de deux ou de plusieurs glaciers, dont chacun possède un bassin d'alimentation propre. D'ordinaire ils coulent en dernier lieu dans une vallée à fond relativement plat et leur pente est presque toujours moins forte que celle des glaciers simples. Le glacier d'Aletsch, dans le Valais, et la Mer de Glace (pl. LXIII) en sont des représentants célèbres. Beaucoup de glaciers du Caucase [15], de l'Himalaya, de la Nouvelle-Zélande [17] appartiennent à cette même catégorie.

Un type tout à fait spécial de glaciers polysynthétiques est celui des *glaciers du pied des monts* (*piedmont-glaciers*). Plusieurs glaciers simples ou composés, bien encaissés, débouchent dans une plaine côtière, où ils se réunissent en une vaste masse de glace qui s'étale

Cliché Tairraz.

SOMMET DU MONT-BLANC
et bassins d'alimentation des glaciers des Bossons et de Taconnaz, séparés par l'arête des Grands Mulets.

Cliché Tairraz.

GLACIERS DES BOSSONS ET DE TACONNAZ,
massif du Mont-Blanc.

Cliché Ch. Vélain.

GLACIER DE BUAR,
près Odde (Norvège).

Cliché Paul Corbin.

LA MER DE GLACE.
Moraines riveraines, bandes de boue, crevasses.

Cliché Paul Corbin.

EXTRÉMITÉ INFÉRIEURE DE LA MER DE GLACE
Moraines riveraines, crevasses transversales.

Cliché Vittorio Sella.

WELLENKUPPE ET GABELHORN (Valais).
Glacier de cirque, moraine frontale, roches moutonnées.

Cliché Paul Corbin.

GLACIER DU MONT DE LANS
vu du Plateau d'Emparis, près la Grave (Hautes-Alpes).
Calotte glaciaire avec glaciers suspendus.

Cliché Tairraz.

CHUTE DE LA MER DE GLACE AU CHAPEAU.

en forme de gâteau, présentant une surface presque horizontale. L'exemple le plus connu est le glacier de Malaspina, sur la côte sud-ouest de l'Alaska [19], qui est formé aux dépens des glaciers des monts Saint-Élie et Logan et couvre, avec une largeur maximum de 96 km, une surface de 3 500 km² [19].

Un type encore très particulier de glaciers encaissés est celui qui caractérise les cônes volcaniques. Une calotte de glace ou de névé occupe le sommet du cône et donne naissance à des glaciers bien individualisés, qui descendent dans les barrancos, qu'ils remplissent plus ou moins complètement. On rencontre ce type aussi bien sur les volcans polaires, tels que Jan Mayen, que sur ceux des régions tempérées, tels que les monts Shasta, en Californie, et Rainier, dans l'état de Washington [20], ou des régions tropicales, comme le Kilimandjaro.

Les glaciers qui occupent le sommet de croupes élevées sans descendre dans les vallées sont appelés *glaciers suspendus*. On en a fait le *type pyrénéen*, car, bien qu'ils existent également dans les Alpes[1], ils caractérisent la chaîne des Pyrénées à l'exclusion des glaciers du type alpin. Souvent des blocs de glace se détachent de leur extrémité inférieure et s'accumulent au bas d'un abrupt, où ils forment, en s'agglutinant, un nouveau glacier, un *glacier régénéré*. C'est de cette manière que prennent naissance les *glaciers de cirques*, qui sont alimentés par des chutes de glace ou de névé et occupent le fond de dépressions plus ou moins circulaires que dominent des parois verticales (pl. LXIV).

Les glaciers de vallées peuvent être envisagés comme les plus typiques; dans tous les cas ce sont les mieux connus, aussi nous serviront-ils de point de départ pour l'étude physique et géologique des glaciers. Nous aurons soin d'indiquer en passant, s'il y a lieu, par quelles particularités essentielles les autres types diffèrent du type alpin.

Origine et caractères physiques de la glace du glacier. — La neige qui tombe en toute saison dans les hautes altitudes des massifs montagneux les plus élevés glisse sur les pentes sous la forme d'avalanches et s'accumule dans les dépressions, où elle se tasse par son propre poids et constitue alors le *névé*. En raison de ce tassement et surtout grâce à une fusion superficielle, elle subit des transformations

1. Le glacier du Mont de Lans, dans le massif de l'Oisans, est une véritable calotte glaciaire, qui donne naissance à un assez grand nombre de glaciers suspendus (pl. LXV, 1). C'est donc, en réalité, un type intermédiaire entre le type scandinave et le type pyrénéen.

profondes. Les cristaux se cimentent et il se forme des grains englobés dans une masse plus ou moins liquide à la surface, solide en profondeur et riche en bulles d'air. C'est ainsi que prend naissance peu à peu une *glace bulleuse*; puis, les bulles d'air s'échappant par des fissures, la glace devient beaucoup plus homogène et plus transparente, c'est la *glace du glacier*. Elle est bleue, tandis que le névé est blanc. Sa structure est très remarquable et diffère essentiellement de presque toutes les glaces qui résultent de la congélation directe de l'eau.

Elle se compose de grains très irréguliers, mais arrondis, de dimensions variables, dont chacun correspond à un cristal unique. L'orientation optique de chaque grain est différente, tandis que dans la glace formée à la surface d'un lac tranquille les cristaux sont tous orientés suivant une même direction, leurs axes optiques étant perpendiculaires à la surface de l'eau. Les grains sont beaucoup plus gros à l'extrémité inférieure du glacier qu'à son origine ; ils y atteignent les dimensions d'un œuf de pigeon, tandis que dans le névé ils ont à peine la grosseur d'un pois. La conclusion qui s'impose dès lors est que chaque cristal se nourrit, s'accroît par assimilation de l'eau de fonte qui circule dans les intervalles, ou par réunion de deux ou de plusieurs individus voisins, les gros grains absorbant les petits. Pour que cette dernière condition puisse se trouver réalisée, il faut que deux cristaux voisins possèdent la même orientation optique et qu'ils aient été amenés dans cette position en roulant sur eux-mêmes. Hagenbach-Bischoff [24, 25], qui s'est livré à une étude spéciale du grain du glacier, fait toutefois appel à l'intervention de forces moléculaires pour expliquer l'accroissement des cristaux.

En même temps que les grains s'accroissent vers l'aval, la glace devient plus transparente, et sa densité augmente. D'après les mesures effectuées par J. Vallot à la Mer de Glace [26], elle est de 0,88 à 3 020 m, et de 0,91 à 1 850 m d'altitude.

La température de la glace varie également suivant les points du glacier où on la mesure. Ce n'est que dans le voisinage immédiat de la surface qu'elle subit des variations saisonnières. Sa température en profondeur est celle de son point de fusion et varie par conséquent avec la pression. Les observations de F. A. Forel et Hagenbach-Bischoff [27], de Blümcke et Hess [28] ont confirmé les résultats expérimentaux et les données de la thermochimie. Une pression de 2 200 kgr par cm² abaisse le point de fusion de la glace à —22°.

Cette propriété de la glace, de même que les particularités de sa structure, favorise dans une large mesure son écoulement et, par

conséquent, comme on le verra tout à l'heure, le cheminement du glacier.

La *plasticité* est une propriété de la glace en général, elle n'est pas particulière à la glace du glacier. Il en est de même du *regel*, c'est-à-dire de la faculté que possèdent deux morceaux de glace à la température de fusion de se souder par simple contact, sans l'intervention d'une forte pression.

Un dernier caractère physique de la glace du glacier mérite encore d'être signalé, c'est la *stratification*, qui est très nette dans le névé et se retrouve avec diverses déformations jusque vers l'extrémité inférieure. Elle est due aux alternances de périodes de précipitations abondantes avec des périodes où les chutes de neige sont rares, qui donnent naissance à des couches alternativement riches et pauvres en bulles d'air, c'est-à-dire blanches et bleues (pl. LXIII).

Marche du glacier et ses causes. — Le glacier n'est pas un corps mort, toutes ses parties sont douées d'un mouvement constant et régulier vers l'aval, la glace s'écoule comme le ferait une matière semi-fluide, telle que de la poix. Cette conclusion, à laquelle divers auteurs ont été amenés il y plus d'un siècle, découle avec évidence du fait de la progression que l'on observe temporairement sur le front des glaciers et sur laquelle nous reviendrons; mais elle résulte en outre de quelques observations directes. Ainsi l'échelle qui fut abandonnée par H. B. de Saussure en 1788, au pied de l'Aiguille Noire, fut retrouvée à 4 000 m en aval en 1832. Quelques vêtements des victimes d'un accident survenu en 1820 au Grand Plateau, au Mont Blanc, reparurent au bas du glacier des Bossons en 1861. Des mesures plus ou moins précises, effectuées sur divers glaciers, principalement dans les Alpes, ont permis d'établir les lois qui régissent leur marche. Les premiers observateurs, en particulier Agassiz et ses collaborateurs, puis Forbes et Tyndall, se contentaient de placer en ligne droite des piquets d'une rive du glacier à l'autre, perpendiculairement à l'axe. Au bout d'un certain temps la ligne s'était déplacée, en se déformant, les piquets de la région axiale ayant marché plus rapidement vers l'aval que ceux des bords.

Heim, lors de ses belles recherches sur le glacier du Rhône [5], imagina d'employer comme repère, non plus des piquets, mais des pierres assez rapprochées, teintes de couleurs différentes pour chacun des profils transversaux. Des piquets enfoncés très profondément ont cependant sur les pierres l'avantage de ne pas subir des déplacements du fait de la fusion superficielle de la glace envi-

ronnante. On mesure aujourd'hui les déplacements des repères au moyen de visées. C'est la méthode qui fut employée par J. Vallot [26] dans ses travaux sur la Mer de Glace, par Finsterwalder au Vernagtferner [14], par Blümcke et Hess au Hintereisferner [28], dans le massif de l'Œtzthal.

Les mesures de précision confirmèrent le résultat obtenu par les anciennes observations : dans les glaciers simples, le mouvement de la glace s'accélère d'abord rapidement des bords vers la région médiane, pour atteindre, par une accélération de plus en plus lente,

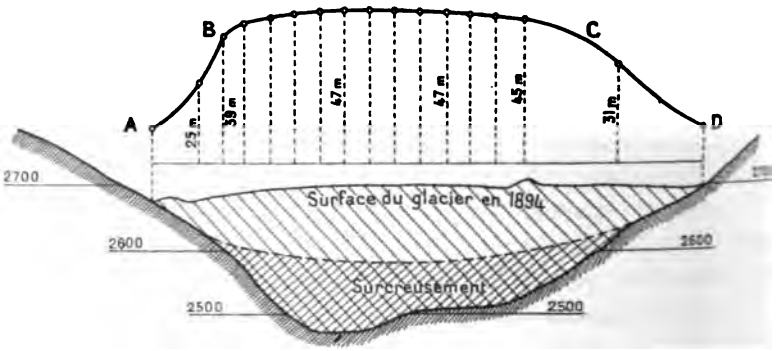


Fig. 174. — Coupe transversale du Hintereisferner (d'après H. Hess).
ABCD, courbe représentant les vitesses à la surface,

son maximum dans l'axe du glacier. Dans les glaciers composés, le mouvement est exactement le même que dans un glacier simple, tout se passe comme si les moraines médianes n'existaient pas.

La courbe dessinée au bout d'un certain temps par les alignements de pierres n'est pas une parabole avec concavité vers l'amont, comme on aurait pu s'y attendre ; elle présente, vers les deux rives, une très légère concavité et elle se rapproche de la ligne droite dans la région axiale (fig. 174). L'écoulement est donc comparable à celui d'un liquide visqueux qui ne présenterait pas d'adhérence sur les bords de la coulée.

En représentant en projection sur un plan horizontal les chemins décrits par les repères des profils successifs, on obtient des lignes, d'abord convergentes, puis grossièrement parallèles à l'axe, c'est-à-dire à la ligne des vitesses maxima. Vers les bords, ces lignes, au lieu de rester parallèles et de converger de nouveau vers l'extrémité inférieure, divergent légèrement vers les rives, à partir du moment où le glacier est encaissé dans un lit étroit, et viennent aborder les

rives, qu'elles coupent sous un angle très aigu, comme le montre la figure 175, reproduite d'après Hess [7].

La ligne réunissant les points de vitesse maximum ne correspond, en réalité, pas rigoureusement à l'axe géométrique du glacier; Agassiz a établi depuis longtemps qu'elle oscille d'une rive à l'autre, décrivant une ligne sinueuse, et reproduit les sinuosités des rives en les accentuant, exactement comme le fait le courant dans un cours d'eau qui décrit des méandres. La vitesse augmente du fond du glacier vers la surface, elle croît également du sommet du névé vers la région encaissée, et, dans cette région, de l'amont vers l'aval, jusqu'à l'extrémité. Elle atteint son maximum dans les points où le glacier possède la plus grande épaisseur. Elle est proportionnelle à la pente. Elle s'accroît lorsque la section du lit se resserre, elle se ralentit lorsque la section s'élargit. Ce sont là les lois mêmes qui régissent l'écoulement des liquides encaissés dans un lit, ainsi que l'avait pressenti

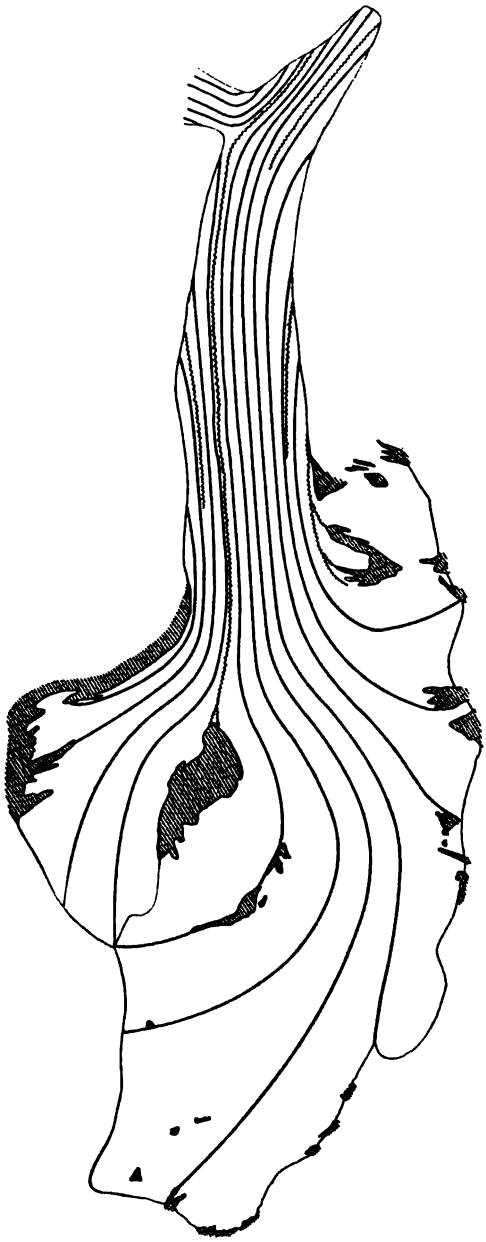


Fig. 175. — Trajectoires rendant compte du mouvement de la glace dans un glacier composé (d'après H. Hess).
Les parties grisées représentent la roche en place; les lignes tremblées, les moraines médianes.

Mgr Rendu, évêque d'Annecy, dès 1840. Les différences, comme le fait remarquer Hess [7], sont essentiellement quantitatives et tiennent à la grande viscosité de la glace.

On a souvent prétendu que la vitesse de la glace était deux fois plus grande en été qu'en hiver et plus grande le jour que la nuit. D'après les observations de J. Vallot [26], il n'en est rien, et la vitesse peut être considérée, en un point déterminé, comme constante pendant toute l'année.

La *vitesse absolue* de l'écoulement de la glace du glacier est très variable. On donne comme valeurs extrêmes 25 mm et 1,25 m par heure. A condition de pentes égales, elle est, d'après J. Vallot, environ 10000 fois plus faible que celle de l'eau liquide [26]. Elle peut être comparée à celle de la petite aiguille d'une montre.

Une conséquence directe de la marche du glacier est la *formation de crevasses*. On en observe déjà dans le névé, qui est alors découpé en blocs prismatiques, dont les faces verticales laissent apparaître très nettement la stratification. Ce sont les *séracs*, ainsi nommés à cause de leur ressemblance avec certains fromages de Savoie, qui portent ce nom.

Une très grande crevasse transversale, souvent large et profonde, appelée *rimaye* ou *Bergschrund*, sépare presque toujours le névé supérieur de la région où commence à proprement parler l'écoulement. Les crevasses qui lui sont parallèles (pl. LXI) rappellent tout à fait celles qui se forment au moment d'une coulée de boue (pl. XLIII, 3). Plus bas on observe des *crevasses marginales*, partant des bords du glacier et dirigées obliquement vers l'amont. Elles résultent des tractions inégales que subit la glace dans les régions latérales, où elle est gênée dans son écoulement, comme le montrent, dans la courbe décrite par les rangées de pierres, les deux branches presque parallèles aux deux rives (fig. 174).

Les *crevasses transversales* résultent, par contre, de l'existence de ruptures de pente, de convexités dans le profil en long du fond du glacier. Elles sont largement béantes et vont en se rétrécissant vers l'intérieur, où les tensions sont moindres qu'à la surface. Elles peuvent coexister avec les crevasses marginales; il se forme alors un réseau, qui donne naissance à des blocs irréguliers, prenant quelquefois la forme d'aiguilles (pl. LXV, 2).

Enfin, les *crevasses longitudinales* sont celles qui se forment à l'extrémité inférieure, lorsque le glacier, après avoir été resserré dans un lit étroit, s'étale en éventail. Elles divergent vers l'aval, puisque les plus fortes tensions sont dirigées perpendiculairement à l'axe.

Les crevasses de la partie encaissée et de l'extrémité étalée du glacier permettent d'observer très nettement la disposition zonée de la glace, qui résulte, d'après Hess [7], du laminage, dans la région encaissée, des stratifications que présente le névé et dont il a été question plus haut (pl. LXIII).

Ce n'est pas ici le lieu de résumer toutes les théories qui ont été émises pour expliquer la nature et la cause du mouvement de la glace dans les glaciers : dilatation, simple action de la pesanteur, regel de l'eau liquide contenue dans les intervalles des grains, écoulement d'une masse plastique, etc. La question est d'ailleurs plutôt du domaine de la Physique mathématique. Hess résume à peu près de la manière suivante l'état de nos connaissances sur la nature du phénomène [7].

Le glacier est une masse de glace qui s'écoule sur une surface inclinée comme un liquide très visqueux. Son mouvement est entretenu par la pression respective de ses parties, il est ralenti par le frottement exercé par son lit et il est réglé par les lois du frottement intérieur. La vitesse de l'écoulement varie d'une section à la suivante et ne peut donc pas être assimilée à un simple glissement sur un plan incliné.

La plasticité de la glace est une propriété moléculaire; c'est elle qui la rend apte à s'écouler et l'écoulement est favorisé mais non déterminé par le grain du glacier et par sa température.

Il y a lieu d'ajouter que, d'après Drygalski [8], l'écoulement de la glace est possible aussi bien sur une surface plane que sur une surface inclinée.

Ablation de la glace. — L'alimentation du glacier par les chutes de neiges et les avalanches n'a lieu — sauf pour les glaciers régénérés — que dans les régions situées au-dessus de la limite des neiges persistantes; mais le glacier, en raison de son écoulement, descend bien au-dessous de cette limite, dans des régions où la température moyenne est notablement supérieure à celle de la température de fusion. Dans la Nouvelle-Zélande, par exemple, les glaciers descendent jusque dans des forêts de Fougères arborescentes. Dans les Alpes, le glacier des Bossons s'avançait en 1892, en se frayant un passage dans une forêt, dont il renversait les sapins.

Il est évident, dans ces conditions, que le glacier doit subir, pendant une partie de l'année tout au moins, une *ablation* considérable, c'est-à-dire une perte de matière par fusion et par évaporation.

L'*évaporation* est due à l'action des rayons solaires et à celle des

vents secs, tels que le fœhn des Alpes Suisses, qui balayent souvent la surface du glacier. Son rôle dans l'ablation est très considérable, mais la part qui lui revient par rapport à la fusion ne peut être déterminée avec précision.

La *fusion* du glacier s'opère à la fois par la surface et par le fond. A la surface, elle est due à la fois à l'action des rayons solaires, de la pluie, des vents chauds, des vents humides qui condensent la vapeur d'eau sous la forme de givre et, par suite, réchauffent la surface de la glace. La part qui revient dans la fusion aux vents et à l'insolation est certainement beaucoup plus grande que celle de la pluie, car les émissaires des glaciers ont un débit plus considérable en été, par les journées sèches et claires, que par les jours de pluie.

Les matériaux solides qui encombrent la surface du glacier, soit sous la forme de poussières, soit surtout sous la forme de moraines, contribuent dans une large mesure à la fusion superficielle, grâce à leur température toujours plus élevée que celle de la glace. De même, la fusion est plus intense sur les bords du glacier que dans l'axe, d'une part à cause de la présence des moraines, de l'autre à cause de la réverbération des rayons solaires par les parois encaissantes.

Sur le fond, la fusion est due également au contact de la glace avec des roches dont la température est toujours plus élevée que son point de fusion. Nous possédons d'ailleurs peu de données sur cette température, mais nous sommes renseignés sur la part qui revient à cette fusion profonde par la présence des eaux de fonte, dont il sera question tout à l'heure.

L'ablation totale a fait l'objet d'évaluations très nombreuses, dont quelques-unes sont basées sur des mesures sommaires mais méthodiques de la diminution subie par le volume du glacier dans les différentes parties de son cours. Blümcke et Hess [7] ont pu ainsi construire, pour le Hintereisferner, dans le massif de l'Œtzthal, où l'ablation pour un point donné varie de 2 à 7 m environ, les courbes d'égale ablation et établir l'indépendance de celles-ci et des courbes de niveau, due à la plus grande ablation sur les bords du glacier.

C'est à l'ablation, plus intense sur les bords que dans la région axiale, que doit être attribuée la forme convexe du glacier dans sa partie encaissée et à son extrémité inférieure[1]. Dans la région du névé, où l'alimentation prédomine sur l'ablation, les formes planes, voire concaves sont la règle.

Abstraction faite de la part qui revient à l'évaporation, les produits

1. Sur plusieurs glaciers de l'Oisans, l'ablation est aujourd'hui si intense que, vers leur extrémité inférieure, le profil en travers est non plus convexe, mais concave.

de l'ablation sont les *eaux de fonte*, qui se rencontrent à la surface, dans l'intérieur et sur le fond du glacier. Ce sont souvent de véritables cours d'eau.

Les uns sont superficiels et coulent dans des gouttières étroites et profondes, qu'ils ont creusées eux-mêmes dans la glace, grâce à la force vive qu'ils ont emmagasinée et que leur confère leur pente considérable. D'autres sont intérieurs et circulent dans des crevasses refermées dans le haut soit par des chutes de neige, soit par le regel. Lorsque ces crevasses sont obstruées vers l'aval, ou lorsqu'elles rencontrent un ressaut dans le fond rocheux, l'eau de fonte s'accumule, élargit son lit et il se forme des *poches sous-glaciaires*, telles que celle qui, en crevant, déversa, le 12 juillet 1892, environ 100 000 m³ d'eau, d'une hauteur de plus de 3000 m, dans la vallée de Bionnassay, puis dans celle du Bon-Nant, engloutissant le village de Bionnay et les Bains de Saint-Gervais [35].

Quelquefois les eaux superficielles descendent en profondeur par

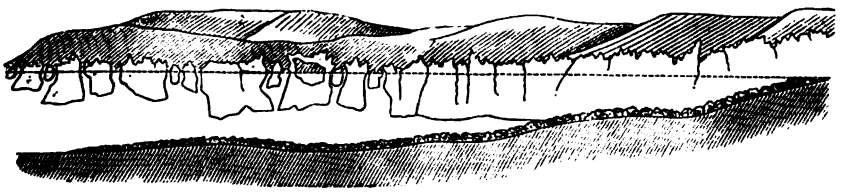


Fig. 176. — Formation d'icebergs dans un fjord du Groenland par vêlage aux dépens d'un glacier arrivant à la mer (d'après HELLAND).

des gouffres qu'elles creusent dans la glace en tourbillonnant, formant ce que l'on appelle des *moulins*, en tous points comparables aux marmites creusées par les eaux courantes sur des fonds rocheux.

Il se forme également des *cours d'eau sous-glaciaires*, sur le fond du glacier, au contact des roches qui lui servent de soubassement. Ils coulent souvent dans de véritables galeries et débouchent soit latéralement, soit à l'extrémité inférieure du glacier, alimentant l'émissaire, le *torrent glaciaire*. Les observations de Mme Vallot sur le cours d'eau sous-glaciaire de la Mer de Glace [36] ont montré que la vitesse de ces eaux de fonte est environ deux fois moindre que celle d'un torrent coulant à l'air libre, les conditions de pente étant les mêmes. Leur lit est donc généralement très étroit.

Toutes ces données sur l'ablation du glacier ont été acquises par des études sur des glaciers du type alpin. Elles s'appliquent également à tous les autres types, avec certaines réserves, bien entendu, qui résultent des différences de climat.

Dans le cas des glaciers qui arrivent jusqu'à la mer, l'ablation se produit encore sous une forme qui n'est connue qu'exceptionnellement chez les glaciers alpins, comme par exemple au lac de Märjelen, sur le bord du glacier d'Aletsch, dans le Valais. C'est le *vêlage*, qui consiste dans l'arrachement de grands pans de glace sur le front du glacier, dès que celui-ci flotte sur l'eau du lac, du fjord ou de la mer, et dans l'entraînement à la dérive de l'*ice-berg* ainsi formé. Le schéma fig. 176 permet de se rendre aisément compte du phénomène, que l'existence de marées doit faciliter dans une large mesure.

On sait que la partie d'un ice-berg qui émerge de l'eau n'atteint qu'environ 1/8 de la hauteur totale. Comme il en existe qui s'élèvent à 70 m au-dessus du niveau de la mer, leur hauteur totale est de 500 à 600 m, ce qui indique une épaisseur énorme pour le glacier à son extrémité terminale.

Les ice-bergs provenant de glaciers encaissés débouchant dans des fjords affectent des formes déchiquetées souvent très bizarres. Par contre, ceux qui se détachent de l'immense calotte glaciaire du continent Antarctique sont régulièrement prismatiques et la partie qui émerge présente un aspect tabulaire.

Variations de régime. — Lorsque dans un glacier la fusion et l'évaporation sont exactement compensées par l'apport fourni par les chutes de neige, ou, en d'autres termes, lorsque l'ablation et l'alimentation se font équilibre, le front conserve sa même situation, sa distance de l'origine reste constante. Lorsque l'alimentation est plus abondante que l'ablation, le front du glacier progresse vers l'aval. Par contre, lorsque l'ablation prédomine sur l'alimentation, le front recule vers l'amont.

Dans le premier cas, on dit qu'il y a *crue* du glacier; dans le second, qu'il y a *décrue*.

D'une manière générale les glaciers subissent de légères oscillations saisonnières, car l'ablation est à peu près nulle en hiver et l'alimentation est plus faible en été. Il en résulte une légère décrue en été, une légère progression en hiver.

A côté de ces oscillations très faibles, il en est d'autres d'une amplitude beaucoup plus grande, qui se reproduisent périodiquement à des intervalles de plusieurs années.

Le glacier des Bossons, par exemple, dont la crue avait commencé en 1875 et avait atteint son maximum en 1892, est en décrue constante depuis cette date. Dans le courant du siècle, il avait déjà été en crue de 1812 à 1818, de 1826 à 1830, de 1837 à 1839, de 1843

à 1854. Les renseignements sur le glacier supérieur de Grindelwald embrassent une plus longue période; d'après les recherches d'Ed. Richter [41] dans les archives, les années 1595, 1709, 1735, 1768, 1814, 1890 ont été des années de débuts de crue, celles de 1605, 1719, 1743, 1778, 1822, 1855, 1898, des années de maxima.

On remarque tout de suite la coïncidence approximative entre les périodes de crue qu'ont subies les deux glaciers au cours du XIXe siècle, et cette coïncidence s'étend à la plupart des glaciers alpins sur lesquels on possède des données précises.

Le début et la fin de la crue ne se produisent pas simultanément partout et la durée de la crue varie d'un glacier à l'autre, mais la coïncidence moyenne de chaque crue pour l'ensemble est très satisfaisante. Pour ce qui est de la dernière, il est bien établi qu'elle a été suivie d'une décrue générale de presque tous les glaciers alpins. Il semble qu'actuellement elle soit sur le point de prendre fin et on signale même quelques indices qui permettent d'espérer une crue prochaine.

Les renseignements réunis par Ed. Richter [41] et qui remontent jusqu'à 1592 ont montré à ce regretté savant que la durée de la période séparant les crues successives varie de 20 à 45 ans. La moyenne entre ces deux chiffres est donc très voisine du chiffre de 35 ans qu'Ed. Brückner [40] donne comme période des alternances d'années sèches et chaudes et d'années humides et froides, dont il a constaté l'existence en réunissant, pour plusieurs siècles, les données relatives aux hivers rigoureux, aux fortes chutes de neige, aux variations de niveau des lacs, à la date des vendanges, etc.

De plus, la coïncidence est frappante entre les crues des glaciers et les successions d'années humides et froides. On ne peut s'empêcher d'y voir une relation de cause à effet. Cependant on a signalé un certain nombre de glaciers qui semblent constituer des exceptions dans le synchronisme général des crues et des décrues. Il s'agit d'en expliquer les causes.

F. A. Forel [42] a fait remarquer depuis longtemps que, dans les variations périodiques des glaciers, il y a non seulement changement de forme, mais encore changement de volume ; autrement dit, que les variations se font sentir en même temps et dans le même sens sur les trois dimensions des glaciers : sur leur longueur, sur leur largeur et sur leur épaisseur. L'observation directe et des mesures de précision, effectuées pendant 9 ans sur la Mer de Glace par J. Vallot [26], ont confirmé cette conclusion et ont conduit ce savant à envisager de la manière suivante la variation du glacier.

Une période froide et humide provoquera, sur toute la surface du réservoir supérieur d'un glacier, une augmentation d'épaisseur du névé. Cette masse de neige, souvent répartie sur une surface très considérable, descendra avec le glacier et produira dans la partie inférieure une augmentation très notable, à cause du resserrement de la masse dans un goulot étroit. C'est comme une énorme vague qui descendra et s'écoulera pendant un temps plus ou moins long, augmentant l'épaisseur et la longueur du glacier et produisant, en d'autres termes, une crue périodique. Mais il faudra à cette vague un temps très long pour descendre jusqu'à l'extrémité du glacier, et ce n'est qu'après un grand nombre d'années qu'elle arrivera dans la partie inférieure. La cause et l'effet sont donc loin d'être contemporains, et l'époque de la crue de l'extrémité inférieure du glacier dépendra de la largeur et de la vitesse de celui-ci. C'est pour cela que tous les glaciers ne varient pas en même temps, l'effet étant presque immédiat sur les plus courts, tandis qu'il se fait attendre sur ceux qui ont une grande longueur. Ainsi l'avancement ou le retrait du glacier des Bossons précède toujours de plusieurs années celui de la Mer de Glace, qui est sensiblement plus longue.

Il va sans dire que la situation géographique peut également exercer une action perturbatrice sur les variations, suivant que le glacier sera soumis à un climat continental ou à un climat maritime, suivant qu'il sera exposé aux vents humides ou qu'il sera abrité, etc.

Les conclusions relatives à la périodicité des variations ont été déduites de l'étude des glaciers alpins, les mieux connus à l'heure actuelle. Les glaciers scandinaves et pyrénéens, en Europe, les glaciers arctiques, ceux des autres parties du Globe donnent des résultats beaucoup moins concluants, mais qui concordent cependant assez bien avec ceux que fournissent les glaciers alpins.

En soumettant à une étude critique des données que fournit l'observation des glaciers des régions boréales, c'est-à-dire ceux du Groenland, de l'Islande, de Jan Mayen, du Spitzberg, de la Terre François-Joseph et de la Scandinavie, Ch. Rabot est arrivé aux résultats suivants [43] : Antérieurement au XVIIIe siècle, les glaciers sont beaucoup moins étendus qu'aujourd'hui et cet état de minimum remontait certainement à plusieurs siècles. Pendant le cours du XVIIIe siècle et jusque dans les premières années du XIXe, une crue énorme, dépassant l'amplitude d'une simple variation, se produit. Les glaciers envahissent des territoires qu'ils n'avaient jamais occupés durant la période actuelle. Cette crue est générale et affecte tout l'hémisphère nord. Durant le XIXe siècle, période indécise. Dans quel-

ques régions se produit une augmentation considérable, suivie d'une faible diminution de la glaciation, tandis que, dans d'autres, les glaciers, après être restés en état de maximum au début du siècle, ont subi, depuis, une régression aussi considérable que celle observée dans les Alpes dans ces cinquante dernières années. Il existerait donc, d'après Ch. Rabot, outre les variations à courte période, des variations dont la période embrasserait plusieurs siècles.

D'autres auteurs estiment, par contre, que les faits connus ne permettent pas encore une pareille généralisation. Dans tous les cas, il faut souhaiter que les observations systématiques qui, pour certains glaciers, portent déjà sur une longue série d'années, se multiplient et s'étendent de plus en plus[1].

Phénomènes de transport et de sédimentation. — On a souvent comparé le glacier à un cours d'eau et plus particulièrement à un torrent, avec son bassin de réception, son canal d'écoulement et son cône de déjection. Cette assimilation est surtout justifiée, si l'on envisage le glacier comme agent de transport. Dans le bassin d'alimentation, l'ablation prédomine; dans la partie encaissée, c'est le transport; sur le front du glacier, c'est la sédimentation.

L'ablation n'est que partiellement l'œuvre du glacier, elle est due en première ligne à l'action des agents atmosphériques, qui opère la désagrégation des roches, comme on l'a vu dans un précédent chapitre (chap. XXIV). Les matériaux détachés des cimes et des parois qui entourent le bassin d'alimentation tombent sur le névé ou sur le glacier, soit sous la forme de blocs, soit à l'état de détritus pulvérulents.

Le glacier lui-même, ainsi qu'on le montrera plus loin, rabote son fond et ses rives, leur arrache sans cesse des matériaux et fonctionne donc aussi comme agent d'ablation.

Quel que soit le mode d'ablation, les éléments étrangers sont entrainés par le glacier dans sa marche vers l'aval. Ils cheminent à la surface ou sur le fond, puis, lorsque se produit la fusion de la glace, ils sont déposés soit latéralement, soit en avant. Leur ensemble forme des amas que, depuis Louis Agassiz, on appelle les *moraines* du glacier [45].

Il y a donc lieu de distinguer, parmi les moraines, celles qui sont

1. Outre les efforts individuels, il convient de citer la constitution de commissions régionales pour l'observation des glaciers, telles qu'elles fonctionnent par exemple en Suisse, en France, en Italie. Il existe en outre une Commission internationale des Glaciers et des *Annales de Glaciologie*, qui en sont l'organe et qui publient des travaux en quatre langues.

encore en mouvement de celles qui sont déjà déposées et ne pourront se remettre en mouvement que dans le cas d'une avancée plus forte du glacier, qui les entraînera à nouveau dans sa marche. La Commission internationale des glaciers, réunie en 1899, au glacier du Rhône, sous la présidence d'Ed. Richter, a décidé que cette distinction devait servir de base à un groupement rationnel des moraines, et voici la classification à laquelle elle s'est arrêtée [46] :

- Moraines mouvantes
  - Moraines superficielles
    - Moraines latérales.
    - Moraines médianes.
  - Moraines internes.
  - Moraines inférieures.
- Moraines déposées
  - Mor. rempart
    - Mor. longitudinales.
    - Mor. marginales
      - M. riveraines.
      - M. frontales.
  - Mor. de fond
    - Mor. profondes.
    - Drumlins.

Les *moraines mouvantes* font pour ainsi dire corps avec le glacier. Les *moraines superficielles* résultent de la chute, sur la surface du glacier, de matériaux originaires des cimes qui entourent le bassin de réception ou des parois qui endiguent le fleuve de glace. Ces détritus cheminent à la surface, en suivant les mêmes tracés que la glace sous-jacente. Ils sont amenés dans la région frontale et continuent, dans ce cas, leur marche vers l'aval, en même temps que le glacier; ou bien ils atterrissent sur les bords, en même temps que la glace qui les porte, comme le montre la fig. 175, et y forment alors, sur ces bords, des *moraines latérales*, constituées par des accumulations de blocs, qui ont, en général, conservé à peu près leurs formes primitives. Lorsqu'un rocher surgit au milieu d'un glacier, ou lorsque deux glaciers viennent à se confondre (glaciers polysynthétiques), les trajectoires des blocs transportés convergent et il se forme une trainée de matériaux détritiques partant du rocher ou du point de convergence des deux glaciers, pour, de là, se diriger vers l'aval, parallèlement à l'axe. C'est ce que l'on appelle une *moraine médiane*.

Le glacier rencontre dans sa marche des matériaux meubles qui encombrent le fond de la vallée, il les entraîne avec lui. Il rencontre en outre des aspérités rocheuses qu'il abat, en en détachant des blocs, qu'il emporte également dans sa marche. Ces divers blocs frottent constamment les uns contre les autres et sont triturés, en même temps que leur surface subit des modifications sur lesquelles nous reviendrons. Il se forme une couche plus ou moins épaisse,

composée de gravier fin ou de boue et de blocs englobés dans la masse, et cette couche s'intercale entre le glacier et son fond. C'est la *moraine inférieure* ou la *moraine de fond*. Quelquefois, comme au Spitzberg [10, 11], plusieurs couches de détritus et de glace alternent entre elles. Ailleurs, comme à la Mer de Glace, cette couche détritique fait défaut et la glace repose directement sur le fond rocheux, ainsi que l'a établi J. Vallot [47].

La moraine de fond est entraînée par le glacier dans son mouvement de progression, c'est comme un fleuve d'éléments détritiques qui chemine sous le fleuve de glace.

Lorsque deux glaciers se réunissent, les matériaux de la moraine de fond sont comprimés au contact des deux masses de glace, ils s'insinuent entre elles et dessinent une surface de suture, qui constitue ce que l'on a appelé les *moraines internes*. On a pu constater,

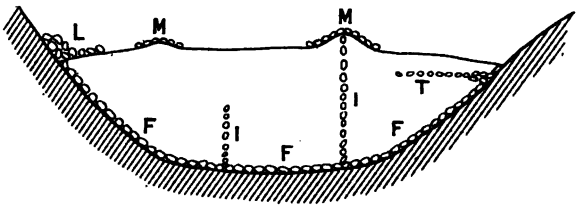


Fig. 177. — Schéma indiquant la position des moraines en mouvement dans une section transversale de glacier alpin (d'après H. Hess).

F, moraines de fond; I, moraines internes; M, moraines médianes; T, moraines transversales; L, moraines latérales.

au moyen de galeries, l'existence, sous la moraine médiane, de cette mince couche détritique verticale.

De la moraine de fond peut encore être introduite par pression dans les fissures du glacier, ou bien elle peut être amenée à chevaucher par-dessus de la glace immobilisée. Ainsi prennent quelquefois naissance des *moraines transversales*.

La disposition respective de ces diverses catégories de moraines en mouvement est représentée d'une manière schématique par la fig. 177, empruntée à Hess [7].

Lorsque les matériaux détritiques sont entraînés jusque dans la région où s'opère la fusion du glacier, leur mouvement cesse aussitôt et ils forment les *moraines déposées*, d'autant plus accessibles à l'observation que la fusion est plus intense, en particulier dans les phases de retrait du glacier. Les blocs qui constituaient les moraines superficielles forment maintenant des *remparts morainiques*, soit sur les bords du glacier, ce sont les *moraines riveraines* (pl. LXIII,

LXIV); soit sur le front, c'est la *moraine frontale*. Aux éléments provenant de la surface viennent se mélanger ici des matériaux originaires de la moraine de fond. Celle-ci déborde sur les bords du glacier, et il existe même des moraines frontales, comme par exemple au glacier d'Illecillewaet, au Canada, qui résultent, suivant les observations de Penck [48], d'un foisonnement de la moraine de fond sur le front du glacier. L'abondance des cailloux striés suffit souvent à démontrer l'origine profonde de pareilles moraines frontales.

Les moraines médianes et internes se confondent et laissent, après la fusion du glacier, une trace de leur passage sous la forme de *moraines longitudinales*.

Enfin, la moraine inférieure reste elle aussi stationnaire, le retrait du glacier permet de constater qu'elle couvre de grandes étendues, soit sous la forme de *moraine profonde*, à surface plus ou moins

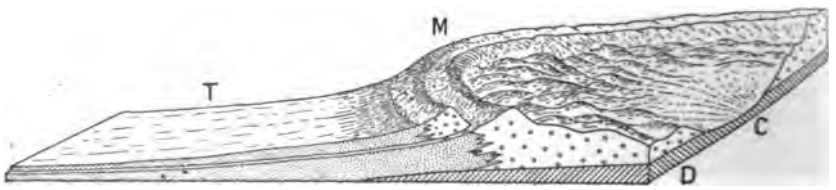


Fig. 178. — Série glaciaire (d'après A. Penck).
C, dépression centrale; M, amphithéâtre morainique; T, cône de transition, D, drumlins.

plane, soit sous la forme de *drumlins*, c'est-à-dire de monticules elliptiques, dont le grand axe est parallèle à la direction de la glace.

Le grand développement des moraines frontales montre que le glacier a stationné un temps assez considérable immédiatement en arrière d'elles. Lorsqu'il progresse de nouveau, il démolit ce rempart et incorpore les blocs dont il se composait à sa moraine de fond, qui se trouve ainsi nourrie de matériaux d'origine superficielle.

Lorsque le glacier se retire, la moraine frontale subsiste dans le paysage sous l'aspect d'un *amphithéâtre morainique*. En arrière, se trouve généralement une sorte de bassin, qui correspond à l'emplacement occupé antérieurement par le front du glacier et qui forme ce que l'on appelle la *dépression centrale* (*Zungenbecken*). Elle est souvent transformée en lac, ou en marais. Son fond peut aussi être constitué par des drumlins.

Le rempart morainique est dissymétrique : sa pente est abrupte vers l'amont, où la glace maintenait ses matériaux en équilibre; le versant extérieur est, par contre, en pente douce, car les eaux de

fusion du glacier entraînaient les matériaux vers l'aval, en les arrondissant peu à peu. Cette pente a été appelée par Du Pasquier *cône de transition;* c'est en effet la transition entre les formations glaciaires et les *cailloutis fluvio-glaciaires.* Souvent ces cailloutis forment des couches qui, dans le haut du cône de transition, alternent avec les dépôts morainiques, les deux faciès s'engrenant littéralement.

L'ensemble de la ceinture morainique, de la dépression centrale et du cône de transition constitue ce que l'on a appelé un *appareil fluvio-glaciaire,* ou *complexe glaciaire.* Souvent deux ou plusieurs ceintures de moraines entourent la dépression centrale, composant, suivant l'expression de Penck, une *série glaciaire* (fig. 178).

Phénomènes de corrosion. — On a vu que le glacier entraînait tous les matériaux qui encombrent son fond. Ceux-ci ne tardent pas à faire corps avec la glace, de sorte qu'ils produisent sur le substratum rocheux une friction d'autant plus intense que la pression exercée par le glacier est plus considérable et que sa vitesse est plus intense. Les blocs encastrés fonctionnent comme autant de rabots ou de burins; les surfaces sur lesquelles ils frottent sont striées ou polies. Les roches granitiques et les roches dures en général subissent un polissage souvent parfait; les calcaires, par contre, présentent des stries parallèles, dont la direction indique le sens du mouvement de la glace. Les roches meubles sont rabotées et les parties arrachées viennent augmenter la masse de la moraine de fond. Les surfaces que le glacier laisse à découvert dans ses phases de retrait, et que le ruissellement ou l'intervention de l'homme a débarassées de leur manteau de moraine de fond, permettent d'observer les stries et les cannelures, les polissages les plus variés. Les roches qui faisaient saillie sur le fond sont arrondies, *moutonnées* (pl. LXIV, LXVI). On y reconnaît une pente douce plus exposée au burinage que la pente opposée, plus raide et moins bien polie, puisque la friction se produisait à la descente et rencontrait par conséquent une résistance moindre.

Les cailloux qui entrent dans la composition de la moraine de fond frottent en outre les uns contre les autres; ils arrondissent leurs angles, mais conservent des faces planes, ce qui les distingue des cailloux fluviatiles ou littoraux. Les galets calcaires présentent de plus des stries suivant plusieurs directions différentes, chacune correspondant à une nouvelle position du galet par rapport à son voisin. Ces *cailloux striés* caractérisent essentiellement les formations glaciaires; un œil tant soit peu exercé ne les confond pas avec ceux que

l'on rencontre quelquefois dans les éboulis. Les stries ne peuvent se conserver que dans des terrains imperméables; dans les terrains perméables, elles sont rapidement détruites par les eaux d'infiltration, de même que les polis glaciaires ne sont le plus souvent conservés sur les roches que lorsque celles-ci sont protégées contre les agents atmosphériques par de la boue glaciaire.

Devant ces remarquables phénomènes de corrosion, on est amené à se demander si les glaciers sont capables de modifier d'une manière appréciable les formes topographiques des vallées qu'ils occupent, en d'autres termes s'ils sont susceptibles d'exercer une action érosive.

Deux écoles se trouvent en présence : l'une répond par l'affirmative; d'après l'autre, le glacier, loin de creuser les vallées, protège, au contraire, son lit contre toute érosion torrentielle. La question mérite d'être examinée de près.

On constate que les vallées dans lesquelles s'exerce exclusivement l'érosion par les eaux courantes sont caractérisées par un profil en travers en forme de V, tandis que celles qui portent des traces manifestes du passage des glaciers ont un fond aplati, se raccordant avec des flancs très escarpés, et possèdent, par conséquent, un *profil en travers en* U[1] (pl. LXVIII, 1). Il est logique d'attribuer à l'érosion glaciaire cette transformation du profil.

Mais il y a plus. Tandis que, dans les vallées qui n'ont jamais été visitées par les glaciers, les profils en long des vallées latérales se raccordent parfaitement avec celui de la vallée principale (v. p. 414, fig. 162), il n'en est pas de même dans les vallées glaciaires. Les affluents y débouchent par des gorges étroites ou s'y jettent en cascades, formant de véritables « vallées suspendues ». C'est là un des principaux charmes des vallées alpines. A. Penck [49] et W. Morris Davis [50] ont conclu de cette particularité que les vallées en question ont subi un *surcreusement* dû à l'érosion glaciaire. Les thalwegs des vallées suspendues seraient les restes de l'ancien réseau hydrographique, privés par le surcreusement de leur raccordement normal avec le thalweg primitif de l'artère principale. W. Kilian [53] attribue, par contre, le surcreusement à l'érosion fluviatile et pense que les vallées latérales ont été préservées de toute érosion par les glaciers locaux qui les occupaient postérieurement au retrait du glacier primitif. Après la fusion de ces glaciers locaux, la topo-

1. Il importe bien entendu de comparer entre elles des vallées creusées dans une même roche, dans des micaschistes par exemple. Il est impossible dès lors d'attribuer à une autre cause que l'érosion glaciaire la forme en U que présentent ces vallées dans les Alpes, alors que dans d'autres régions, telles que le Vivarais, qui n'ont jamais été occupées par des glaciers, les profils en V sont la règle.

Cliché communiqué par M. Ch. Vélain.

LES SEPT SŒURS (Nordland) (vue partielle).
Excavations creusées par les anciens glaciers.

Cliché Ch. Vélain.

POLIS GLACIAIRES DU NŒREDALSÔREN
province de Bergen (Norvège).

UofM

graphie sous-glaciaire des vallées transversales se serait trouvée en désaccord avec celle de la vallée principale. On ne conçoit guère toutefois, dans cette interprétation, pourquoi l'érosion régressive, produite par les eaux de fusion des glaciers en voie de retrait, n'aurait pas rapidement rétabli le raccord des profils d'équilibre des vallées latérales avec celui de la vallée principale.

Mais la forme du profil en travers et l'existence de vallées suspendues ne sont pas les seuls arguments que l'on puisse invoquer en faveur de l'érosion glaciaire. Le *profil en long* des grandes vallées alpines présente des particularités démontrant le surcreusement d'une manière plus évidente encore. Les grands lacs du bord des Alpes, dont les grandes profondeurs indiquent l'existence de contre-pentes dans le thalweg, ont été souvent attribués à des mouvements du sol produisant une dépression synclinale sur les deux bords de la chaîne. La même interprétation a été donnée pour les *fjords* de la Norvège, que l'on s'accorde à envisager comme d'anciennes vallées glaciaires envahies par les eaux marines et qui sont presque toujours séparées de la mer par un seuil rocheux et non, comme on l'avait cru, par un rempart morainique sous-marin (pl. LXVIII, 2).

Les études d'Otto Nordenskjöld [54] sur les fjords de la Norvège, de la Patagonie, de l'Alaska, du Groenland, etc. jettent un jour tout nouveau sur le problème. Des sondages exécutés dans toutes ces régions mettent bien en évidence le profil concave du thalweg des fjords; mais, de plus, ils montrent que les fjords principaux ne sont pas seuls à posséder cette particularité. La plupart des branches latérales de ces baies, souvent si fortement digitées, présentent, elles aussi, une dépression précédée d'un seuil rocheux et, par conséquent, un thalweg concave, avec contre-pente. Si l'on a pu songer à expliquer le profil concave des fjords principaux par un enfoncement du sol se produisant parallèlement à la côte scandinave, cette interprétation ne peut évidemment plus s'appliquer aux nombreuses ramifications latérales, qui forment avec le tronc les angles les plus variés. Il faudrait avoir recours à des mouvements très complexes, impossibles à concevoir. *Le surcreusement glaciaire peut seul expliquer la concavité et la contre-pente du thalweg des vallées alpines et des fjords.*

D'ailleurs, le surcreusement ne se produit pas en un point quelconque du profil en long d'une vallée précédemment occupée par un glacier. Les concavités se rencontrent en général immédiatement en aval d'une forte rupture de pente, par conséquent en des points où la vitesse du glacier atteignait son maximum, en même temps que son épaisseur subissait une augmentation appréciable. La réunion de

plusieurs glaciers en un seul a également pour effet d'augmenter le pouvoir d'érosion de la masse totale, car, la largeur du lit se trouvant réduite, l'épaisseur et la vitesse subissent, en aval du confluent, une augmentation considérable.

Un cas particulier d'érosion glaciaire est la formation des *cirques*. Un cirque (en allemand *Kar*) est, suivant la définition qu'en donne Emm. de Martonne [60], « une dépression formant comme une niche sur le flanc d'une masse montagneuse, généralement au voisinage de la crête et présentant un fond plat ou en pente assez faible, dominé de tous côtés par des escarpements qui s'abaissent en convergeant vers le débouché de la cuvette ainsi formée. La pente du fond n'est jamais continue, mais offre des dépressions occupées par des lacs ou des tourbières, ou une série de ressauts... » Cette forme topographique est totalement différente de celle d'un bassin de réception creusé par l'érosion torrentielle; elle ne peut pas davantage être attribuée à la seule érosion glaciaire, car la forme de l'excavation serait tout autre. On peut supposer que le point de départ de la formation d'un cirque a été un entonnoir d'érosion, qu'ensuite les alternances de gel et de dégel y ont façonné des parois verticales. Dans le fond de l'entonnoir il se forme par des avalanches un petit glacier régénéré, qui déblaie le sol meuble sur lequel il repose, puis excave son fond, en même temps qu'il édifie une moraine frontale avec les blocs qui se détachent constamment des parois abruptes et tombent sur sa surface. Le profil transversal en U du cirque est ainsi constamment entretenu (pl. LXIV).

On voit que l'érosion glaciaire donne naissance à des formes toutes différentes de celles qui résultent de l'action des eaux courantes; mais on doit tenir compte aussi du rôle du cours d'eau qui prend naissance à l'extrémité inférieure du glacier, par la réunion des eaux de fonte. Ce cours d'eau travaille, comme un torrent, d'aval en amont. Lorsque le glacier se retire sur une surface déclive, cette action régressive est encore plus manifeste et se traduit par le creusement d'une gorge étroite qui entame la pente, tandis que le glacier se déplace vers l'amont. Comme l'érosion glaciaire a souvent créé un barrage rocheux au travers de la vallée, les eaux de fonte ont scié cet obstacle à mesure que le glacier se retirait vers l'amont. C'est de cette manière qu'a pris naissance par exemple la gorge étroite de la Lamm, en amont de Meiringen, que l'Aar a sciée dans le barrage calcaire du Kirchet, en même temps que le glacier se retirait, évacuant la dépression du Hasli im Grund, située en arrière, qu'il avait lui-même creusée [62, 63]. Ces gorges, que l'on a qualifiées d'*épigé-*

niques, sont très fréquentes dans les Alpes. Le passage du glacier est attesté par des moraines encombrant plus ou moins un ou plusieurs ensellements ou sillons dans le barrage rocheux. Celui-ci est ainsi façonné en un groupe de *bosses* des plus caractéristiques (pl. LXVII, 2, 3). En contre-bas coule aujourd'hui le torrent, occupé encore à régulariser son profil d'équilibre (pl. XV, 2). De nombreuses utilisations industrielles de chutes sont rendues possibles par le percement d'un tunnel au travers du barrage rocheux. Le phénomène a souvent été qualifié de *surimposition glaciaire*.

Ancienne extension des glaciers. — Il a été fait allusion, à plusieurs reprises, dans les pages qui précèdent, à une ancienne extension des glaciers, bien supérieure à l'extension actuelle; mais l'observation des glaciers actuels dans les chaînes de montagnes de l'Europe, si elle permet de se faire une idée d'oscillations d'une certaine importance, ne peut faire soupçonner qu'à une époque géologique voisine de la nôtre, ces oscillations ont atteint une amplitude incomparablement plus grande. C'est en partant d'observations purement géologiques ou même géographiques que peu à peu cette conclusion a pu s'imposer, en acquérant un degré de certitude qu'elle n'avait pas au début, il y a plus d'un siècle, lorsque différents naturalistes remarquaient la présence de roches striées et de moraines bien en dehors des vallées occupées aujourd'hui par les glaciers.

Il semble que ce soit John Playfair, qui, le premier, ait affirmé, dès 1802, le transport, par d'énormes glaciers, des blocs erratiques qui parsèment le Jura. Mais c'est surtout à Venetz que revient le mérite d'avoir, en partant d'une idée que lui avait suggérée le chasseur de chamois valaisan Jean-Pierre Perraudin, émis, en 1822, l'hypothèse d'un ancien glacier qui aurait envahi toute la haute vallée du Rhône. J. de Charpentier étendit cette hypothèse à l'ensemble des Alpes Suisses et c'est ainsi que naquit ce que l'on a appelé la *théorie glaciaire*. Ce n'est que beaucoup plus tard que cette théorie fut appliquée à la Scandinavie et aux plaines de l'Europe septentrionale.

Les preuves d'une ancienne grande extension glaciaire sont tirées à la fois des phénomènes de transport et des phénomènes de corrosion et d'érosion.

Les *blocs erratiques* sont des fragments de roches de dimensions très variables, dont les plus gros atteignent un millier de mètres cubes, qui possèdent une composition pétrographique totalement différente de celles des terrains sur lesquelles ils reposent. Souvent ils sont juchés sur des crêtes, d'autres fois ils parsèment des plaines,

où ils frappent l'imagination populaire. L'étude de leur composition ou des fossiles qu'ils renferment permet souvent de retrouver leur lieu d'origine et de reconstituer le trajet qu'ils ont suivi. Une certaine régularité préside à leur distribution. Ceux du Jura sont orinaires du Valais et se trouvent à des altitudes qui excluent complètement leur transport par les eaux courantes.

En quelques points, ils s'alignent en traînées et sont disposés sur des remparts constitués par des roches détritiques, dans lesquels on ne tarde pas à reconnaître les caractères des moraines marginales ou des moraines longitudinales des glaciers actuels. Ces remparts morainiques occupent des plateaux ou sont disposés sur les flancs des vallées, en suivant souvent les courbes de niveau. On en compte parfois un assez grand nombre, étagés les uns au-dessus des autres. En les figurant sur une carte, comme cela a été fait par exemple pour les environs de Berne et sur la feuille de Gap de la Carte géologique de France, on peut reconstituer la situation qu'occupait dans une vallée l'ancien glacier, et l'on peut reconstituer ses divers lobes, grâce aux remparts en demi-cercle, qui peuvent être assimilés à des moraines frontales.

On observe à l'entrée des grandes vallées des Alpes de magnifiques amphithéâtres morainiques, avec leur dépression centrale, souvent occupée par un lac, et leur cône de transition, conduisant vers l'aval à une plaine formée de cailloutis. Ces complexes glaciaires sont conservés fréquemment avec une remarquable fraîcheur. Parfois des drumlins se dressent dans le centre de l'amphithéâtre. Ailleurs, et en particulier dans les plaines de l'Europe septentrionale, de grands bourrelets composés de matériaux détritiques analogues à ceux des moraines, mais présentant une crête plus marquée, traversent le pays et leurs alignements sont perpendiculaires à la direction des remparts morainiques. On leur a donné en Suède le nom de d'*åsar*, en Ecosse celui de *kames*. On les envisage soit comme des dépôts de cours d'eau sous-glaciaires, soit comme les restes des moraines internes.

Les preuves topographiques de la présence d'anciens glaciers ne sont pas partout d'une pareille netteté, mais on trouve en revanche des preuves géologiques sous la forme d'un sédiment connu sous le nom de *boulder-clay* ou d'*argile à blocaux*. C'est une argile mal stratifiée, plus ou moins mélangée de sable ou de gravier fin, qui renferme en abondance des blocs à faces planes, striées dans plusieurs directions, de vrais *cailloux striés*. Cette argile n'est pas autre chose que de la moraine de fond. Elle occupe d'ailleurs souvent le fond de

la dépression centrale de vastes amphithéâtres morainiques. La surface est irrégulière, quelquefois couverte de drumlins, parsemée de lacs, c'est une topographie indécise, qui réalise ce que Desor a appelé avec beaucoup de justesse le *paysage morainique* [44].

Les preuves d'une ancienne grande extension glaciaire tirées des phénomènes de corrosion et d'érosion ne sont pas moins abondantes. A côté des blocs erratiques on rencontre des roches moutonnées et striées, dont les stries peuvent servir à reconstituer les directions suivies par la glace dans sa marche vers l'aval (pl. LXVI, 2). Souvent des surfaces striées apparaissent sous la moraine de fond. Quelquefois, comme par exemple au célèbre Jardin des Glaciers, à Lucerne, ils sont associés à des marmites, qui doivent, dans ce cas, leur origine à des torrents sous-glaciaires, mais qui ne peuvent être à elles seules envisagées comme des preuves de l'existence d'une ancienne couverture glaciaire, car elles se rencontrent plus fréquemment encore dans des gorges creusées par les eaux courantes.

Le polissage glaciaire se rencontre sur les flancs de nombreuses vallées alpines jusqu'à une altitude donnée, au-dessus de laquelle les formes du terrain sont exclusivement dues à la désagrégation par les agents atmosphériques. L'érosion par les eaux courantes n'est pas encore arrivée à effacer complètement ces traces d'une ancienne glaciation. Dans plusieurs grandes vallées alpines, la limite supérieure du polissage glaciaire est une ligne visible à la même altitude sur les deux bords de la vallée et s'élevant lentement de l'aval vers l'amont. C'est jusqu'à cette limite que le glacier remplissait la vallée. Pour la vallée de l'Aar et pour la vallée de Chamonix (pl. LXVII, 1) cette conclusion s'impose à tout observateur attentif.

Dans les régions boréales seules, les hautes cimes s'élèvent au-dessus du niveau qu'occupait le glacier, formant des nunataker, comparables à ceux qui se dressent au-dessus de la calotte glaciaire du Groenland (pl. LXVI, 1).

Nous avons déjà vu plus haut comment les lacs des vallées alpines et les cirques fournissent des arguments en faveur de l'érosion glaciaire et par conséquent démontrent, dans la région où on les rencontre, l'existence d'une glaciation à une époque géologique antérieure à la nôtre. Tous ces faits réunis permettent d'affirmer avec certitude qu'autrefois les glaciers recouvraient dans les Alpes une étendue incomparablement plus grande qu'aujourd'hui. Lors du maximum d'extension, les Alpes occidentales tout entières étaient recouvertes, à l'exception de quelques sommets élevés, par une immense calotte glaciaire, tout à fait comparable à l'inlandsis du

Groenland. D'autres massifs montagneux, comme les Pyrénées, le Plateau Central, la Tatra, portaient des glaciers moins importants. Tout le Nord de l'Europe était recouvert d'une calotte qui s'étendait de la chaîne axiale de Scandinavie jusque dans les plaines de l'Allemagne du Nord et de la Russie.

Preuves de la multiplicité des invasions glaciaires. — Pendant longtemps les géologues n'ont eu connaissance que d'une seule période de grande extension glaciaire, que l'on plaçait au début du Quaternaire, en lui donnant le nom de *période glaciaire*. Mais, vers la fin du siècle dernier, de nombreux faits sont venus ébranler cette conception simpliste, en démontrant, d'une part, l'existence de glaciations localisées dans certaines régions, mais cependant très étendues, datant des temps paléozoïques, et en mettant, d'autre part, en évidence la multiplicité des avancées et des retraits glaciaires au Quaternaire.

L'existence de plusieurs phases de glaciation successives à l'époque Quaternaire et celle de périodes interglaciaires marquées par des retraits considérables sont aujourd'hui assez généralement admises. Il n'y a de divergences que sur le nombre des phases glaciaires, qui varie, suivant les auteurs, de 3 à 6, et sur leur importance. Ce n'est pas ici le moment de discuter ces questions de chronologie, qui trouveront leur place dans le chapitre que nous consacrerons à l'étude de l'ère Quaternaire dans la 2e partie de cet ouvrage. Il ne peut s'agir pour l'instant que d'indiquer brièvement la nature des faits sur lesquels on s'est basé pour affirmer la multiplicité des phases d'extension glaciaire et qui sont, les uns, d'*ordre stratigraphique*, les autres, d'*ordre topographique*.

On observe fréquemment, dans une même coupe, la superposition de deux masses d'argiles à blocaux, c'est-à-dire de deux moraines de fond, dont l'inférieure présente à sa partie supérieure, au contact de la masse supérieure, des traces manifestes d'altération. L'argile est rubéfiée, les galets sont plus ou moins décomposés. Comme les argiles à blocaux sont relativement peu perméables et que d'ailleurs la couche supérieure est intacte, ou n'est altérée que superficiellement, on doit conclure que l'altération de la masse inférieure n'a pu se faire qu'à l'air libre, avant que le glacier ait déposé la masse supérieure. Si des observations de même ordre peuvent être faites sur des surfaces assez étendues, il est légitime d'admettre qu'après avoir déposé une première moraine de fond, le glacier s'est retiré assez loin et pendant un temps suffisamment long pour que cette

Cliché Paul Corbin.

AIGUILLE DU DRU

En dessous cirques en voie de formation, moraines, surfaces polies par le glacier quaternaire.

Cliché H. Schirmer.

Cliché Émile Haug.

BUTTES FAÇONNÉES PAR L'ÉROSION GLACIAIRE.

Gadmental (Alpes Bernoises). Haute vallée de la Dordogne en amont du Mont-Dore.

LA MEIJE ET LE VALLON DES ÉTANÇONS (Oisans).
Type de vallée excavée par un glacier.

Cliché communiqué par M. Ch. Vélain.

VALLÉE GLACIAIRE DE NORVÈGE.
Suledalsporten, Suledal.

UOFM

moraine ait subi, sur une grande étendue, une altération à l'air libre; puis qu'il est revenu prendre possession de la région, en y déposant une nouvelle moraine de fond.

L'existence de deux phases de glaciation, séparées par une phase de retrait, est rendue encore plus certaine, lorsque, entre les deux formations glaciaires superposées, on observe la présence de *formations interglaciaires*, telles que lignites, tufs, cônes de déjection torrentiels, alluvions fluviatiles, ou lœss d'origine éolienne, en un mot de dépôts qui n'ont pu se former tant que le glacier occupait la région et qui indiquent souvent, par les restes organiques qu'ils renferment, un climat inconciliable avec la présence des glaciers. On doit conclure de ces faits que les glaciers se sont retirés, au moins jusque dans leur région d'alimentation, pour un temps assez considérable.

Les arguments topographiques ne sont pas d'une moindre valeur.

On rencontre dans beaucoup de régions, en particulier dans les Alpes, des moraines externes à des états de fraîcheur très différents. Il en est de très altérées, d'autres qui possèdent encore une telle fraîcheur qu'elles donnent l'impression d'un retrait tout à fait récent des glaciers. Les premières sont situées très loin des glaciers actuels, dans les plaines qui bordent la chaîne, elles marquent d'ailleurs le maximum d'extension des glaces. Ce sont les *moraines externes*. Les secondes se trouvent dans les vallées mêmes, elles indiquent une extension moindre et une plus grande individualité de chaque glacier. On les a appelées les *moraines internes*. Leur plus grande fraîcheur permet de supposer qu'elles sont beaucoup plus récentes que les moraines externes. Mais il y a plus : ces diverses moraines constituent des complexes glaciaires, des appareils fluvio-glaciaires, dans le sens qui a été précisé plus haut. On retrouve ces appareils aussi bien dans le cas des moraines externes que dans celui des moraines internes. Les nappes de cailloutis qui se raccordent avec les amphithéâtres morainiques par un cône de transition peuvent être rapportées à l'un ou à l'autre système de moraines et l'on a pu faire la constatation tout à fait capitale que celles qui appartiennent au système des moraines externes occupent un niveau bien plus élevé que celles qui se raccordent avec les moraines internes. Les deux systèmes de nappes forment des terrasses emboîtées, tout à fait comparables aux terrasses d'alluvions des cours d'eau, dont l'origine a été discutée dans le chapitre précédent. Il ne peut y avoir de doute que les hautes terrasses, qui appartiennent au système des moraines externes, sont plus anciennes que les basses terrasses, du système des moraines

internes. Elles sont séparées par une phase de creusement, qui correspond à une phase de retrait des glaciers, à une période interglaciaire.

D'ailleurs, les nappes de cailloutis qui conduisent respectivement aux moraines internes et aux moraines externes ne sont pas les seules que l'on rencontre sur le bord des Alpes.

Il existe encore deux nappes, qui forment des terrasses beaucoup plus élevées que les basses et les hautes terrasses, de véritables plateaux et qui, vers l'amont, passent également à des moraines beaucoup plus altérées que celles dont il a été question jusqu'ici.

La formation de ces quatre nappes de cailloutis correspond sans aucun doute à quatre glaciations successives, séparées par des phases de retrait des glaciers, pendant lesquelles les eaux de fonte formaient un cours d'eau torrentiel qui creusait son lit dans la nappe de cailloutis de la phase glaciaire antérieure, c'est-à-dire en contrebas de l'ancienne surface topographique, donnant lieu ainsi à la formation d'une terrasse.

La preuve de ces faits, avec exemples détaillés à l'appui, trouvera sa place lorsque nous ferons l'histoire de l'ère Quaternaire. C'est là aussi que l'on trouvera toutes les indications bibliographiques et les illustrations relatives aux données que nous venons de résumer.

L'emboîtement des terrasses correspondant aux quatre glaciations successives est non moins évident dans le haut des vallées alpines, où l'on ne rencontre plus de formations fluvio-glaciaires, mais uniquement des moraines. On a souvent pu observer que chaque système de moraines se trouvait en contre-bas de celui de la phase précédente, occupant un palier moins élevé. Le creusement dans les phases interglaciaires a donc remonté les vallées jusqu'à leur origine. Quelques auteurs ont voulu y voir une série d'auges formées par le surcreusement glaciaire et emboîtées les unes dans les autres [56].

Nous laisserons entièrement de côté pour le moment la question des glaciations antérieures à l'ère Quaternaire; elle sera traitée en temps et lieu.

Hypothèses relatives aux causes des périodes glaciaires. — On a vu, au commencement de ce chapitre, que la condition indispensable à la formation de glaciers c'est l'existence de reliefs s'élevant au-dessus de la limite des neiges persistantes. Il est donc logique d'attribuer à un abaissement sensible de cette limite toute grande extension des glaciers. Toute hypothèse qui prétendra déterminer les causes des périodes glaciaires devra donc, en première ligne, expliquer com-

ment cet abaissement a été provoqué dans les régions où la glaciation se produit; elle devra en même temps rendre compte de la périodicité du phénomène.

Les hypothèses qui ont été tour à tour invoquées peuvent être rangées dans les deux catégories des hypothèses astronomiques et des hypothèses géologiques.

La plus connue des *hypothèses astronomiques* est celle de James Croll. Elle fait appel aux variations dans l'inclinaison de l'axe de la Terre sur l'écliptique, qui se traduit par le phénomène de la *précession des équinoxes*. On sait que la période de ce phénomène est de 21 000 ans et que, en conséquence, tous les 10 500 ans la durée de la saison chaude, c'est-à-dire du printemps et de l'été astronomiques, est, dans l'un des hémisphères, supérieure de 8 jours à la durée de la saison froide. Il en résulte que chaque hémisphère reçoit alternativement une trop grande quantité de chaleur au détriment de l'autre, qui, au moment des minima, peut subire un refroidissement suffisant pour expliquer une plus grande extension des glaces. Les variations dans l'excentricité de l'orbite terrestre auraient des résultats analogues, mais ici la période est d'environ 86 000 ans. Que l'on ait recours à l'une ou à l'autre de ces variations astronomiques ou à une combinaison des deux, on est obligé d'admettre une alternance des glaciations dans les deux hémisphères, et alors l'ancienne extension des glaciers sous l'équateur, au Kilimandjaro et au Kenia, par exemple, ne s'explique pas.

D'autres auteurs ont cherché dans les variations de diamètre et dans les variations d'éclat du Soleil les causes du refroidissement de la surface terrestre, mais ces hypothèses manquent entièrement de bases sérieuses. Il n'en est pas tout à fait de même d'une hypothèse qui a recours aux modifications que subissent les taches solaires. La périodicité de ces variations expliquerait tout au moins les cycles de Brückner et les oscillations à courte période des glaciers, qui en sont la conséquence.

Les *hypothèses géologiques* font intervenir soit les phénomènes volcaniques, soit les changements dans la répartition des terres et des mers, soit les oscillations du sol.

Les phénomènes volcaniques jouent un rôle capital dans la théorie de Svante Arrhenius [64], car c'est leur plus ou moins grande intensité qui détermine la teneur de l'air en acide carbonique. Or Arrhenius a démontré que ce sont les variations de cette teneur qui déterminent les différences d'intensité du rayonnement, et, par suite, les variations dans la température de la surface terrestre. Ainsi la

quantité d'acide carbonique contenue actuellement dans l'air atmosphérique est environ de 0,03 °/₀ en volume. Si cette teneur venait à être réduite des 2/3, il en résulterait un abaissement de température d'à peu près 3° par 55° lat. N., et cet abaissement serait suffisant pour déterminer à nouveau l'envahissement par les glaces de l'Amérique du Nord et de toute l'Europe septentrionale Si, inversement, cette teneur augmentait du double ou du triple, les mêmes régions subiraient un échauffement que l'on peut évaluer à 8 ou 9° et qui correspondrait au climat de ces mêmes régions à l'époque éocène.

Toute augmentation de la température moyenne amènerait, de plus, une évaporation plus intense, par conséquent une augmentation de la teneur de l'air en vapeur d'eau, qui, elle-même, diminuerait encore le rayonnement terrestre et agirait toujours dans le même sens pour rendre le climat plus chaud, jusqu'au moment où une diminution de la teneur en acide carbonique déterminerait de nouveau une oscillation en sens inverse.

Si donc les phénomènes volcaniques présentent une certaine périodicité, ce qui n'est pas impossible, on peut supposer avec Frech [65] que les variations de climat aux périodes géologiques sont fonction des variations dans l'intensité du volcanisme. Il y aura lieu, dans la seconde partie de cet ouvrage, de tenir compte de cette hypothèse. qu'il est cependant difficile, dans l'état actuel de nos connaissances, d'appliquer aux multiples périodes glaciaires de l'ère Quaternaire.

Il est évident que des changements importants dans la répartition des terres et des mers devront occasionner des modifications dans la direction des courants atmosphériques et des courants marins et, par conséquent, donner lieu, le cas échéant, à des changements de climat. Aussi n'a-t-on pas manqué de faire appel à des hypothèses de ce genre pour expliquer l'époque glaciaire [66, 67]. Le phénomène glaciaire est pourtant beaucoup trop général pour être expliqué par des causes tout à fait locales. D'autre part, la périodicité des phases de glaciation au Quaternaire demeurerait tout à fait inexpliquée.

Il reste les théories tectoniques, qui invoquent des oscillations verticales des continents. Nous allons avoir à nous en occuper dans les chapitres suivants et nous y reviendrons lorsque, dans la 2ᵉ partie, nous ferons l'étude de l'ère Quaternaire.

---

1. — J. TYNDALL. Les Glaciers et les Transformations de l'Eau. 1 vol. in-8°. *Bibl. scient. intern.*, 264 p., 8 pl., fig., 2e éd. Paris, 1876.

2. — LOUIS AGASSIZ. Études sur les glaciers. 1 vol. in-8°, 347 p., atlas in-4°, 32 pl. Neuchâtel, 1840.

3. — ID. Système glaciaire ou Recherches sur les glaciers, leur mécanisme, leur ancienne extension et le rôle qu'ils ont joué dans l'Histoire de la Terre. 1re partie : Nouvelles études et expériences sur les glaciers actuels, leur structure, leur progression et leur action physique sur le sol. 1 vol. in-8°, 598 p., atlas de 3 cartes et 9 pl. Paris, 1847.

4. — DOLLFUS-AUSSET. Matériaux pour l'étude des glaciers. 13 vol. in-8°, 1 atlas in-folio, 80 pl. Paris, 1864-1870.

5. — ALBERT HEIM. Handbuch der Gletscherkunde. 1 vol. in-8°, XVI + 560 p., 2 pl., 1 carte. Stuttgart, 1885.

6. — W. KILIAN. Neige et glaciers. 4 fasc. in-8°, 83 + 95 + 68 + 161 p., fig. Extr. du *Bull. Soc. des Touristes du Dauphiné*. Grenoble, 1891-1895.

7. — HANS HESS. Die Gletscher. 1 vol. in-8°, 426 p., 72 fig., 4 cartes. Braunschweig, 1904.

8. — ERICH VON DRYGALSKI. Die Grönlandexpedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde, 1891-93. 2 vol, gr. in-8°, XIX + X + 556 + 571 p., 54 + 31 fig., 53 pl., 10 cartes. Berlin, 1897.

9. — E. RICHTER. Die Gletscher Norwegens. *Geogr. Zeitschr.*, II, p. 305-319, 3 fig., 1896.

10. — E. J. GARWOOD and J. W. GREGORY. Contributions to the Glacial Geology of Spitsbergen. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, LIV, p. 197-225, 6 fig., pl. XIII-XIX, 1898.

11. — E. J. GARWOOD. Additional Notes on the Glacial Phenomena of Spitsbergen. *Ibid.*, LV, p. 681-690, pl. XLI-XLVIII, 1899.

12. — A. BALTZER. Studien am Unter-Grindelwaldgletscher über Glacialerosion, Längen- und Dickenveränderung. *Neue Denkschr. d. allgem. Schweizer. Ges. für die gesammten Naturwiss.*, XXXIII. 20 p., 10 pl., 1 carte, 1898.

13. — E. RICHTER. Die Gletscher der Ostalpen. *Handb. z. D. Landes- u. Volksk.*, III, 306 p., 7 cartes, 2 vues, 44 fig. Stuttgart, 1888.

14. — S. FINSTERWALDER. Der Vernagtferner, seine Geschichte und seine Vermessung in den Jahren 1888-89. *Wissensch. Ergänzungsh. z. Zeitschr. d. D. u. Œster. Alpen-Ver.*, I, 112 p., 40 fig., 1 carte, 2 pl., 1897.

15. — G. MERZBACHER. Aus den Hochregionen des Kaukasus. 2 vol. in-8°, XXII + VI + 957 + 963 p., 34 pl., 12 panoramas, 195 fig., 3 cartes. Leipzig, 1901.

16. — SVEN HEDIN. Die Gletscher des Mus-tag-ata. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin*, XXX, p. 94-134, pl. V, VI, 1895.

17. — R. VON LENDENFELD. Der Tasman-Gletscher und seine Umrandung. *Peterm. Mitt.* Ergänzungsheft n° 75, 80 p., 2 cartes, 1 pl., 10 fig., 1884.

18. — ISRAEL C. RUSSELL. Existing Glaciers of the United States. 5th *Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.*, p. 303-355, pl. XXXII-LV, fig. 138-143, 1885.

19. — ID. Second Expedition to Mount St Elias in 1891. 13th *Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.*, p. 1-91, pl. III-XXI, 6 fig., 1893.

20. — ID. Glaciers of Mount Rainier, 18th *Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.*, II, p. 349-415, pl. LXV-LXXXII, 1898.

21. — ID. Glaciers of North America, a Reading Lesson for Students of Geography and Geology. 1 vol. in-8°, X + 210 p., fig. Boston, 1897.

22. — L. KUROWSKI. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. *Pencks Geogr. Abh.*, V, p. 115-160, 4 fig. 1891.

23. — J. JEGERLEHNER. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Beitr. zur Geophysik.*, V, p. 486-568, pl. V. 1902.

24. — E. HAGENBACH-BISCHOFF. Das Gletscherkorn. *Verh. d. naturf. Ges. in Basel*, VII, p. 192-216, 1888.

25. — ROB. EMDEN. Ueber das Gletscherkorn. *Neue Denkschr. d. allgem. Schweizer. Ges. für die gesammten Naturwiss.*, XXXIII, 44 p., 6 pl., 1893.

26. — J. VALLOT. Matériaux pour l'étude de l'écoulement des glaciers du Mont-Blanc. Expériences sur la marche et les variations de la Mer de Glace. *Annales de l'Observatoire météor. phys. et glaciaire du Mont-Blanc*, I, p. 47-64; IV, p. 35-157, V, 61 pl., 1893, 1900.

27. — E. HAGENBACH-BISCHOFF et F. A. FOREL. La température de la glace dans l'intérieur du glacier. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 3e pér., XXI, p. 1-20, 1 fig. 1889.

28. — A. BLÜMCKE und H. HESS. Tiefbohrungen auf dem Hintereisferner. *Mitt. d. D. u. Œster. Alpen-Ver.*, XXVII, p. 280-283, 1901; XXVIII, p. 254, 255, 1902.

29. — HANS CRAMMER. Ueber den Zusammenhang zwischen Schichtung und Blätterung und über die Bewegung der Gletscher. *Centralbl. f. Miner.*, 1902, p. 103-107.

30. — ID. Eis- und Gletscherstudien. *N. Jahrb. f. Miner.* Beil.-Bd. XVIII, p. 57-116, pl. VI-VIII, 30 fig., 1904.

31. — F. A. FOREL. Perméabilité du glacier. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 3e pér., XVIII, p. 5-23, 1887.

32. — A.-A. ODIN. Essai d'une application des principes de la mécanique à l'écoulement des glaciers. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, XXIV, p. 33-63, pl. II-III, 1888.

33. — H. F. REID. The Mechanics of Glaciers. *The Journ. of. Geol.*, IV, p. 912-928, 3 fig. 1896.

34. — ID. De la progression des glaciers, leur stratification et leurs veines bleues. *C. R. du VIIIe Congrès géol. intern.*, p. 749-755, 1 fig. Paris, 1900.

35. — J. VALLOT, A. DELEBECQUE ET L. DUPARC. Sur la catastrophe de Saint-Gervais (12 juillet 1892). *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 3e pér., XXXVIII, p. 177-202, pl. IV-VI, 1892.

36. — MME GABRIELLE VALLOT et M. J. VALLOT. Expériences sur la vitesse de la circulation de l'eau dans les torrents et sous les glaciers. *Annales de l'Observatoire météor. phys. et glaciaire du Mont-Blanc*, IV, p. 19-34, 1900.

37. — W. KILIAN et G. FLUSIN. Observations sur les variations des glaciers et l'enneigement dans les Alpes dauphinoises, organisées par la Société des Touristes du Dauphiné. 1 vol. in-4°, 230 p., 24 fig., 9 pl. Grenoble, 1900.

38. — W. KILIAN. Les glaciers du Dauphiné, 1 br. in-4°, 38 p., 3 pl. Grenoble. 1904.

39. — CH. JACOB et G. FLUSIN. Étude sur le glacier Noir et le glacier Blanc. dans le massif du Pelvoux. *Annuaire Soc. des Touristes du Dauphiné*, n° 30. 62 p., 2 pl., 1 carte, 1905.

40. — EDUARD BRÜCKNER. Klima-Schwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. *Geogr. Abhandl. herausg. v. Penck*, IV, n° 2, VIII + 324 p., 1 pl., 13 fig., 1890.

41. — ED. RICHTER. Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher *Zeitschr. d. D. u. Œ. A.-V.*, XXII, p. 1-74, 1891.

42. — F. A. FOREL. Les variations périodiques des glaciers des Alpes. Rapports annuels. *Jahrb. d. S. A. C.*, 1879.

43. — CH. RABOT. Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales. 1 vol. in-8°, 250 p. Genève et Bâle, 1900.

44. — E. DESOR. Le paysage morainique, son origine glaciaire et ses rapports avec les formations pliocènes d'Italie. 1 vol. in-8°, 95 p., 2 cartes. Neuchâtel, 1875.

45. — AUGUST VON BÖHM. Geschichte der Moränenkunde. *Abhandl. d. k. k. geogr. Ges. in Wien*, III, n° 4, VIII + 334 p., 4 pl., 1901.

46. — Ed. Richter. Rapport de la Commission internationale des glaciers. *Congrès géol. intern. C. R. de la VIIIe session*, p. 205-212. Paris, 1900.

47. — J. Vallot. La moraine profonde et l'érosion glaciaire. *Annales de l'Observatoire météor. phys. et glaciaire du Mont-Blanc*, III, p. 153-182, fig. 60-72, 1898.

48. — A. Penck. Der Illecillewaetgletscher. *Zeitschr. d. D. u. Œ. A.-V.*, XXIX, p. 55-60, fig., 1898.

49. — Albrecht Penck. Die Uebertiefung der Alpenthäler. *Verh. d. VIIten internationalen Geographen-Kongresses in Berlin, 1899*, p. 232-240, 1900.

50. — W. Morris Davis. Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. *Proc. Boston Soc. of Nat. Hist.*, XXIX, n° 14, p. 273-322, 3 pl. 1900.

51. — Wilhelm Salomon. Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Thäler erodiren? *N. Jahrb. f. Miner*, 1900, II, p. 117-138, pl. IV, V.

52. — Fr. Virgilio. Le nuove teorie sulla erosione glaciale. *Boll. del C. A. I.* XXXIV, n° 67, 32 p., 1901.

53. — W. Kilian. L'érosion glaciaire et la formation des terrasses. *La Géographie*, XIV, p. 261-274, fig. 43-45, 1906.

54. — Otto Nordenskjöld. Topographisch-geologische Studien in Fjordgebieten. *Bull. of the Geol. Institution of the University of Upsala*, IV, 2, p. 157-226, pl. VII, 1900.

55. — Ad. Blümcke und S. Finsterwalder. Zur Frage der Gletschererosion. *Sitzungsber. d. math.-phys. Classe d. k. b. Akad. d. Wiss. zu München*, XX, p. 435-444, 1891.

56. — Hans Hess. Der Taltrog. *Peterm. Mitteil.*, XLIX, p. 73-77, pl. VII-VIII, 1903.

57. — A. C. Ramsay. On the Glacial Origin of certain Lakes of Switzerland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XVIII, p. 185, 1862.

58. — Ed. Richter. Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. *Sitzungsber. math.-naturw. Classe d. kais. Akad. d. Wiss.*, CV, I, p. 147-189, 2 pl., 2 fig., 1896.

59. — Id. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. *Peterm. Mitteil.*, Ergänzungsh. n° 132, 103 p., 6 pl., 14 fig., 1900.

60. — E. de Martonne. Sur la formation des cirques. *Annales de Géogr.*, X, p. 10-16, 1901.

61. — P. Lory. — Les cirques de montagne. *Revue des Alpes Dauphinoises*, 3e ann., n° 9, 15 p., 3 fig., 1901.

62. — Maurice Lugeon. Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. *Bull. des Labor. de Géol. Univers. Lausanne*, n° 2, 34 p., 4 fig., 9 pl., 1901.

63. — L. de Lacger. Étude de morphologie glaciaire (le Hasli im Grund). *Annales de Géogr.*, XII, p. 289-302, 1903.

64. — Svante Arrhenius. Les oscillations séculaires de la température à la surface du globe terrestre. *Rev. gén. des Sciences*, 10e année, p. 337-342, 1899.

65. — Fritz Frech. Studien über das Klima der geologischen Vergangenheit. *Zeitschr. d. Ges. f. Edrk. zu Berlin*, p. 611-629, 671-693, pl. VIII, 1902.

66. — A. de Lapparent. Les causes de l'ancienne extension des glaciers. *Revue des questions scientifiques*, octobre 1893, 35 p.

67. — Eugen Geinitz-Rostock. Wesen und Ursache der Eiszeit. *Archiv. d. Vereins d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg*. LIX, 46 pl., 1 pl., 1905.

V. aussi : 0,1-9; 0,18-21.

CHAPITRE XXVII

LES ACTIONS LITTORALES

Données générales. — Ablation. — Transport et sédimentation. — Estuaires et deltas. — Formation du seuil continental. — Récifs coralliens.

Données générales. — Sur les côtes, la mer est l'agent qui contribue le plus activement au modelé de la surface. Elle agit par la force des vagues qui déferlent sur le rivage et son action se traduit, comme celle des autres agents dynamiques externes, par les trois phénomènes d'*ablation*, de *transport* et de *sédimentation*.

Nous n'aurons plus à nous occuper ici de la formation des sédiments au large : il en a déjà été question dans un précédent chapitre. Il suffira de rechercher dans quelles conditions prennent naissance les sédiments littoraux.

Tandis que, sur les côtes abruptes, c'est l'ablation qui prédomine, sur les côtes plates, c'est la sédimentation. Quant au transport des matériaux, il se produit, comme nous le verrons, surtout parallèlement au rivage : il y aura donc tout intérêt à l'étudier en même temps que la sédimentation.

Nous devrons aussi diriger notre attention sur la formation de la plate-forme continentale, sur les caractères des embouchures, sur les phénomènes glaciaires du littoral et sur les récifs coralliens.

Ablation. — La puissance dynamique des vagues qui déferlent sur les côtes est énorme : il est assez fréquent que des blocs pesant jusqu'à 1 000 tonnes soient déplacés par cet agent. Les mesures effectuées par Th. Stevenson au dynamomètre montrent que, dans le Nord de l'Écosse, la pression par mètre carré exercée par cette poussée est en moyenne de 3 000 kgr en été, de 10 000 kgr en hiver et que, par une forte tempête, elle peut atteindre 30 500 kgr. A Cherbourg, la moyenne est de 3 250 kgr, à Alger de 3 500.

Lorsque la vague s'avance perpendiculairement au rivage, toute la force est utilisée et agit comme un bélier. Si la côte est très plate, une grande partie de l'énergie est usée par le frottement et les vagues déferlent sans produire d'effet mécanique considérable; si, par contre, elle est abrupte, il se produit le phénomène du *ressac*, la mer se *brise* sur les rochers, les vagues peuvent s'élever verticalement jusqu'à 50 m de hauteur, puis elles sont rejetées vers le large.

Lorsque la vague s'avance non plus normalement au rivage, mais obliquement, on peut supposer sa force décomposée en deux composantes, l'une agissant suivant la normale, l'autre agissant parallèlement au rivage. La première se comporte comme dans le cas précédent, la deuxième donne lieu à un courant parallèle à la côte, qui constituera le principal agent de transport.

L'action des vagues sur une côte abrupte se traduit avant tout par un affouillement du pied de la falaise, suivant une zone qui correspond à l'intervalle de la haute et de la basse mer. Il se produit un plan incliné vers la mer et une excavation, dont la partie supérieure est en surplomb, de sorte qu'elle ne tarde pas à s'écrouler. Les blocs éboulés sont aussitôt saisis par les vagues et alternativement entraînés vers le large, puis violemment projetés vers la falaise. En même temps qu'ils s'entrechoquent, s'arrondissent par frottement mutuel et diminuent graduellement de volume, ils servent en quelque sorte de mitraille et augmentent, par leur masse, l'action de la vague. L'excavation, dont le toit s'était écroulé, se reconstitue rapidement, jusqu'à ce que l'écroulement se reproduise à nouveau. La falaise recule ainsi peu à peu vers l'intérieur des terres. En même temps, le plan incliné qui s'était formé en avant de l'excavation prend une largeur de plus en plus considérable et constitue ce que l'on appelle la *plate-forme côtière* (fig. 179). Elle découvre presque entièrement à marée basse et peut être, suivant les cas, entièrement nettoyée par les vagues ou couverte de blocs arrachés à la falaise. Elle se transforme généralement en un herbier d'Algues vertes, où vit une faune littorale abondante (pl. LXIX, 1).

Une conséquence directe du recul des falaises est leur intersection avec les accidents topographiques du pays situé en arrière, en particulier avec les vallées creusées par l'action des eaux courantes. Le niveau de base des rivières se trouve primitivement au niveau de la mer. Les falaises reculent trop rapidement pour que la régularisation du profil puisse marcher de pair, de sorte que les rivières tombent en cascade du haut de l'escarpement. Ainsi prennent nais-

sance des *vallées suspendues* ou *valleuses*, particulièrement bien développées sur les côtes crayeuses (pl. LXIX, 1).

La *nature des roches* du littoral influe considérablement sur l'intensité plus ou moins grande de l'attaque des falaises par les vagues. Les roches meubles sont très rapidement détruites. L'éboulement des falaises constituées par des roches compactes est facilité par la présence des diaclases; de gros paquets de couches, minés par l'excavation creusée par les vagues, s'écroulent en masse et sont ensuite rapidement dissociés. L'action corrosive de l'eau salée sur certaines roches, en particulier sur celles qui renferment des silicates, facilite

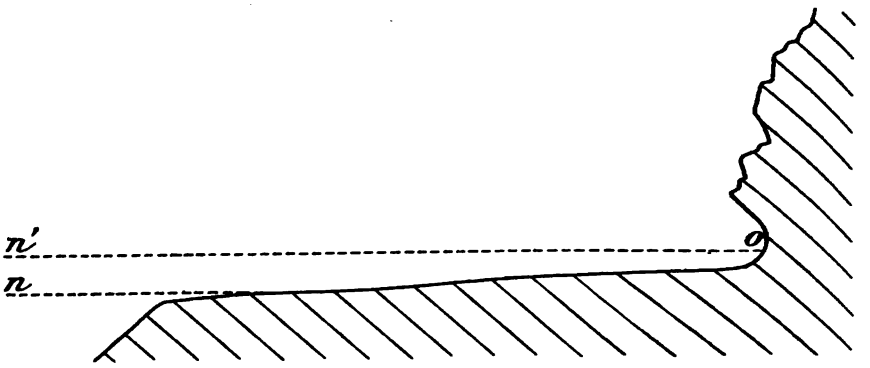


Fig. 179. — Formation d'une plate-forme côtière (d'après F. von Richthofen).
n, niveau des basses mers; *n'*, niveau des hautes mers; *o*, excavation formée par l'action des vagues.

la formation de grottes, de couloirs, par où se trouvent multipliées les surfaces d'attaque. Les roches résistantes sont mises en saillie par l'affouillement que subissent les roches tendres. Les dykes de roches éruptives, en particulier, sont comme déchaussés par l'action des vagues [0,18].

Les *allures tectoniques* des couches déterminent également dans une large mesure les divers aspects que peut prendre une côte sous l'action des vagues.

Lorsque la direction des couches est parallèle à la ligne de rivage, le jeu des vagues produit son maximum d'effet dans le cas où les couches sont inclinées vers l'intérieur des terres (fig. 180, *a*), car, au fur et à mesure qu'un banc s'écroule, un autre banc, également en surplomb, se trouve à nouveau exposé au choc des vagues. Dans le cas, par contre, où les couches plongent régulièrement vers la mer (fig. 180, *b*), les vagues remontent la pente sans rencontrer de résistance, la force est usée dans le frottement, de sorte que le travail

effectif est presque nul (pl. LXXI, 1). Enfin, dans le cas de couches horizontales (fig. 180, *c*), l'excavation à la base de l'escarpement se produit facilement, les couches en surplomb s'effondrent, mais la falaise tend à prendre une forme en escalier, qui diminue également le travail utile de la vague.

Lorsque la direction des couches est perpendiculaire au tracé moyen de la côte, que par conséquent la force des vagues agit parallèlement à cette direction, les couches résistantes sont mises en saillie et forment des promontoires, tandis que les couches tendres sont facilement envahies et déterminent l'emplacement des baies ou *rias*, comme on les appelle en Galice. Avec F. v. Richthofen [0,18] on peut donner à ce genre de côtes le nom de *côtes transversales*, ou *rias*, par opposition aux *côtes longitudinales*. C'est un type qui est réalisé d'une manière particulièrement nette dans le Finistère, sur la côte est de l'Angleterre et surtout dans la Chine méridionale, où il se poursuit sur près de 10 degrés de latitude.

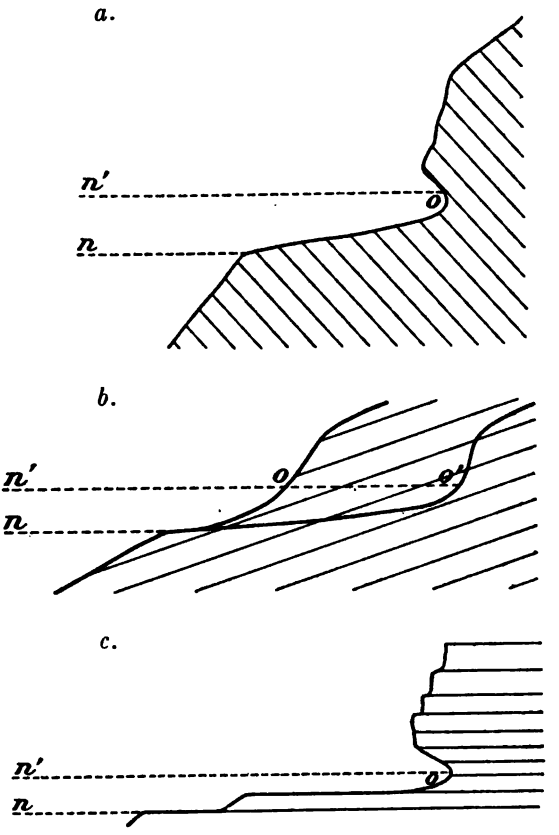


Fig. 180. — Formation d'une plate-forme côtière : *a*, dans le cas où les couches plongent vers l'intérieur des terres; *b*, dans le cas où elles plongent vers la mer; *c*, dans le cas de couches horizontales (d'après F. von Richthofen).

n, niveau des basses mers; *n'*, niveau des hautes mers; *o*, excavation produite par l'action des vagues.

Les plis, qui donnent lieu à des alternances souvent répétées de couches résistantes et de couches tendres, subissent fréquemment, en arrivant à la mer, un abaissement d'axe, un ennoyage; alors les promontoires, qui correspondent aux anticlinaux, présentent des

terminaisons périclinales et la mer pénètre assez profondément dans les bandes synclinales. Il est peu de régions où cette forme particulière des côtes, que nous appellerons *côtes d'ennoyage*, soit aussi bien réalisée que sur les deux rives du détroit de Gibraltar, qui correspond lui-même à un abaissement d'axe des plis raccordant l'Atlas à la Chaîne Bétique.

Il est des océans où le type transversal des côtes prédomine. L'Atlantique est dans ce cas, aussi Suess parle-t-il d'un *type atlantique* de côtes, par opposition au *type pacifique*, où les côtes parallèles à la direction des plis sont la règle générale [0,22].

Fig. 181. — Coupe schématique de l'île d'Helgoland, dirigée S. W.-N. E., montrant le plus grand développement de la plate-forme côtière sur la côte sud-ouest, où les couches plongent vers l'intérieur (d'après Joh. Walther),

Transport et sédimentation. — Les vagues qui frappent normalement une ligne de rivage font subir aux matériaux qui s'accumulent sur la plate-forme côtière un mouvement de va-et-vient du large à la côte, qui les fait rouler sur eux-mêmes, de sorte qu'ils s'arrondissent rapidement et deviennent des *galets*. Une partie des matériaux finit par être entraînée au large, nous n'avons plus à nous en occuper.

Les choses se passent exactement de même quand les vagues rencontrent normalement une côte plate; le sable y est constamment remanié, mais toujours suivant des directions perpendiculaires au littoral.

Par contre, lorsque les vagues frappent obliquement une ligne de rivage, l'une des composantes de leur force agit parallèlement à cette ligne et transporte suivant cette direction les matériaux qui résultent de la destruction des falaises, tout comme le feraient des vagues poussées parallèlement au rivage. Les gros éléments ne sont transportés qu'à de faibles distances, tandis que les sables cheminent souvent très longtemps le long de la côte, poussés par un courant, dont la direction constante est déterminée par la prédominance d'un certain vent.

Tant que le parallélisme du rivage et de cette direction subsiste, le transport continue, mais si la côte vient à s'incurver, de manière à faire face au courant, les matériaux se déposeront et donneront naissance à une *plage de sable*, localisée sur un côté de la rade seulement.

Si l'inflexion de la côte a lieu en sens inverse, en d'autres termes, si un rentrant se présente sur le passage du courant, le transport ne se trouvera pas arrêté, il continuera à s'opérer suivant la direction initiale et les matériaux se déposeront partiellement, de manière à former une *flèche*, une *levée* de galets ou de sables, dont l'axe prolongera l'ancienne direction de la côte et qui tendra à établir un barrage en avant de la baie (pl. LXX, 1). Si un fleuve se jette dans la baie, la formation de la flèche se trouvera interrompue par un chenal qui sert d'embouchure. Il se forme alors en arrière de la levée une *lagune* plus ou moins dessalée. S'il n'y a pas de fleuve, la levée est continue et la lagune peut être entièrement séparée de la mer.

Ces lagunes sont très fréquentes sur beaucoup de côtes : sur les côtes françaises de la Méditerranée, où on leur donne le nom d'*étangs*; sur les côtes allemandes de la Baltique, où on les appelle *Haf*, les flèches étant connues sous le nom de *Nehrung*; sur la côte est des États-Unis; sur la côte est de Madagascar, etc.

Le résultat le plus intéressant qui découle du transport des matériaux parallèlement à la côte est la formation de rivages presque rectilignes, le long desquels se dépose ce que l'on appelle le *cordon littoral*, dont les levées de sable ou de galets font essentiellement partie.

Il existe des côtes où deux directions de courants parallèles au rivage travaillent en sens inverse, soit simultanément, soit successivement, de sorte qu'ils apportent des matériaux vers un même point, qui est généralement un détroit séparant une île de la terre ferme. Il se forme ainsi une langue de terre, une levée de galets ou de sable, qui réunit l'île au continent, un *tombolo*, suivant l'expression employée par Gulliver [4]. Parmi les exemples les plus connus, on peut citer la presqu'île de Quiberon [5], celle de Cadix, celle de Nahant, dans le Massachusetts, le Monte Argentario, à triple pédoncule, en Toscane, etc. D'autres îles sont reliées à la terre ferme par un pédoncule discontinu, qui tôt ou tard se trouvera complété par des apports nouveaux. Le Pont d'Adam, dans le détroit de Palk, entre Ceylan et l'Indoustan, est dans ce cas [6].

Estuaires et deltas. — Les grands cours d'eau se jettent dans la mer par des embouchures, que l'on peut classer dans deux catégories bien distinctes, les *estuaires* et les *deltas* [8, 9].

Les estuaires sont de larges goulots, relativement profonds, où les courbes bathymétriques, qui, de part et d'autre, sont parallèles au rivage, dessinent des angles rentrants, de manière à donner l'impression de vallées submergées.

Les deltas, par contre, sont des embouchures composées de bras

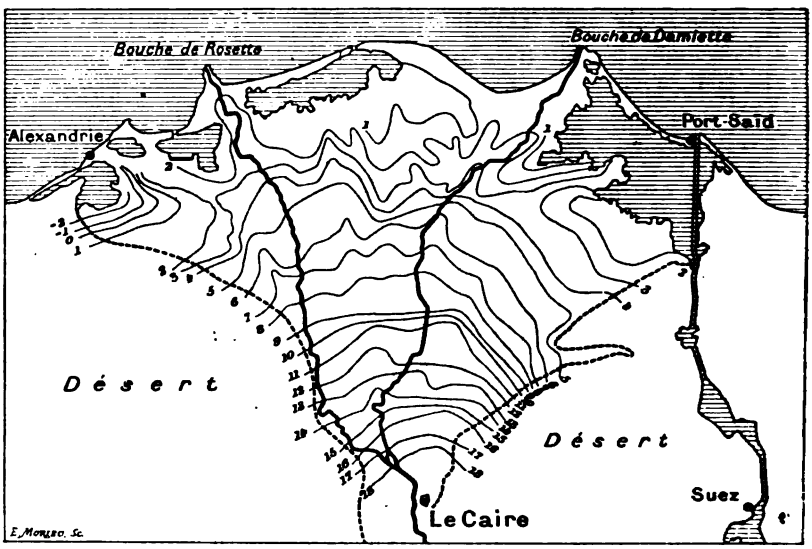


Fig. 182. — Hypsométrie du delta du Nil
(d'après Willcocks, figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II).
Échelle de 1 : 3 000 000. Hauteurs au mètre.

multiples, fréquemment subdivisés, donnant lieu à des îles triangulaires, d'où le nom de delta, tiré de la lettre grecque Δ, qu'on a appliqué d'abord à l'embouchure du Nil (fig. 182), pour l'étendre ensuite à toutes celles qui présentent les mêmes caractères. Les divers bras sont en général peu profonds. Les isobathes décrivent des lignes convexes vers le large, qui entourent le delta.

Si les estuaires évoquent l'idée d'une invasion de la mer sur le domaine continental, les deltas constituent manifestement un gain de la terre sur la mer, car l'apport de matériaux par le fleuve et leur dépôt en avant des îles du delta se poursuit encore sous nos yeux (fig. 183) (Mississipi, Rhône, Pô, etc.).

La répartition géographique des estuaires et des deltas dans les

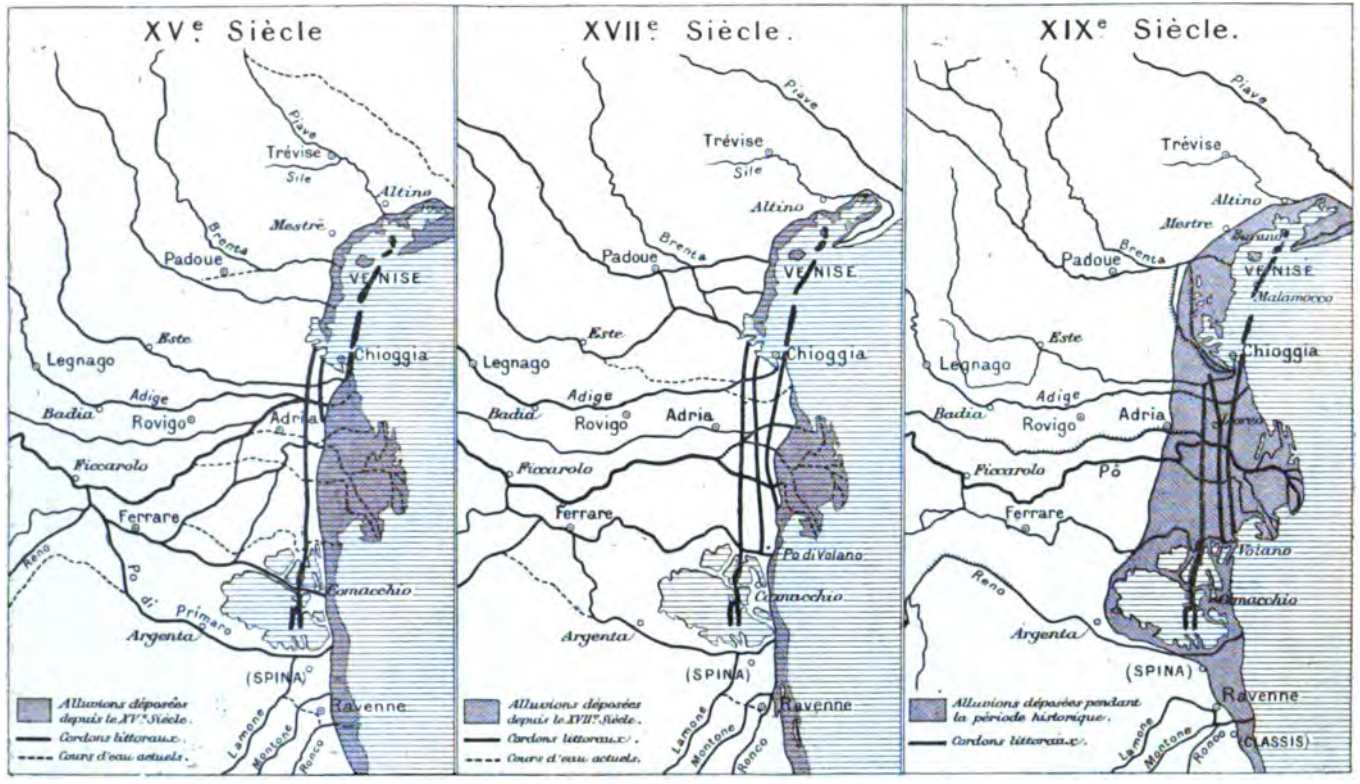


Fig. 183. — Accroissement du delta du Pô pendant la période historique (d'après E. Reyer, figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II).

Échelle de 1 : 1 850 000.

diverses mers du Globe va nous permettre de préciser dans une certaine mesure les conditions respectives de leur formation.

La plupart des fleuves qui se jettent dans l'Atlantique ont comme embouchure des estuaires. On peut citer, en Europe, tous les fleuves d'Angleterre, l'Elbe, la Seine, la Loire, la Gironde, le Tage; en Afrique, le Gabon, le Congo; en Amérique, le Saint-Laurent, le fleuve des Amazones, le Rio de la Plata. Dans la Méditerranée, par contre, tous les grands cours d'eau débouchent par des deltas, comme l'Èbre, le Rhône, le Tibre, le Pô, le Nil, la Medjerda, etc.; de même, dans la mer Noire, le Danube; dans la Caspienne, la Volga; dans le golfe du Mexique, le Mississipi; dans la mer de Chine, le Mekong, etc. On pourrait croire, d'après ces exemples, que les mers intérieures, à très faibles marées, ne reçoivent que des fleuves à deltas, les océans, à fortes marées, des fleuves à estuaires; mais les fleuves de la Russie méridionale se jettent dans la mer Noire par des *limans*, c'est-à-dire par des estuaires en voie d'obstruction, et, d'autre part, l'océan Indien reçoit des fleuves à deltas, tels que l'Indus et le Gange, et l'océan Arctique est dans le même cas, avec la Léna. Ce n'est donc pas la présence ou l'absence de marées qui fait de l'embouchure d'un fleuve un estuaire ou un delta, quoique le phénomène des marées soit évidemment préjudiciable à un alluvionnement intense au débouché d'un fleuve.

De plus, on voit quelquefois côte à côte, dans une même mer, un estuaire et un delta. Ainsi, à côté de l'estuaire du Gabon se trouvent les deltas de l'Ogôoué et du Niger; à côté du delta de la Léna, il y a, sur les mêmes côtes de Sibérie, les estuaires de l'Ob, de l'Iénisei et de la Katanga. Il est, dès lors, difficile d'invoquer l'action des courants marins, qui déblaieraient l'embouchure et empêcheraient la formation des deltas.

Par contre, il est incontestable que les cours d'eau qui entraînent à la mer des quantités très grandes de matériaux détritiques ont une tendance très marquée à former des deltas, même si d'autres conditions favorables, comme l'absence de marées et de courants, viennent à manquer.

Le problème des embouchures prend un tout autre aspect si, au lieu de considérer le niveau relatif de la mer comme stable, on suppose qu'il s'est déplacé, soit par suite d'une oscillation du sol, soit par suite d'un changement dans la hauteur absolue des eaux[1].

Nous savons déjà que l'encaissement du cours inférieur d'un

1. Nous verrons dans le chapitre suivant à laquelle de ces deux alternatives il convient de s'arrêter.

Cliché Munier-Chalmas.

VALLEUSE DANS LA CRAIE.
Falaises entre Mers et le Bourg d'Ault (Somme).

Cliché Ph. François.

RÉCIF DE MADRÉPORAIRES.
Entrée de Port Vila, île Vaté (Nouvelles-Hébrides).

Cliché L. Lapicque.

FLÈCHE DITE LE "SILLON DE TALBERT", PRÈS TRÉGUIER (Côtes-du-Nord).
Vue prise du Sillon vers la terre.

Cliché L. Lapicque.

LA BAIE DE LAUNAY, PRÈS PAIMPOL (Côtes-du-Nord)
Vallée enfoncée, barrée par un cordon de galets.
Le niveau de la mer à marée haute est plus élevé que celui du fond de la vallée.

Cliché Neurdein.

LE FORT SOCOA, PRÈS SAINT-JEAN-DE-LUZ (Basses-Pyrénées).
Dalles de calcaires crétacés plongeant vers la mer.

Cliché communiqué par M. Maurice Lugeon.

LE TEMPLE DE SÉRAPIS, A POUZZOLES.

fleuve dans une vallée étroite indique un déplacement négatif du niveau de base. Pour fixer les idées, nous pouvons supposer qu'il soit dû à un soulèvement du sol. Si maintenant un affaissement se produit, la mer envahira la vallée creusée dans la phase précédente, et il se formera un estuaire. Nous possédons d'ailleurs des preuves certaines que les choses se sont réellement passées ainsi. En effet,

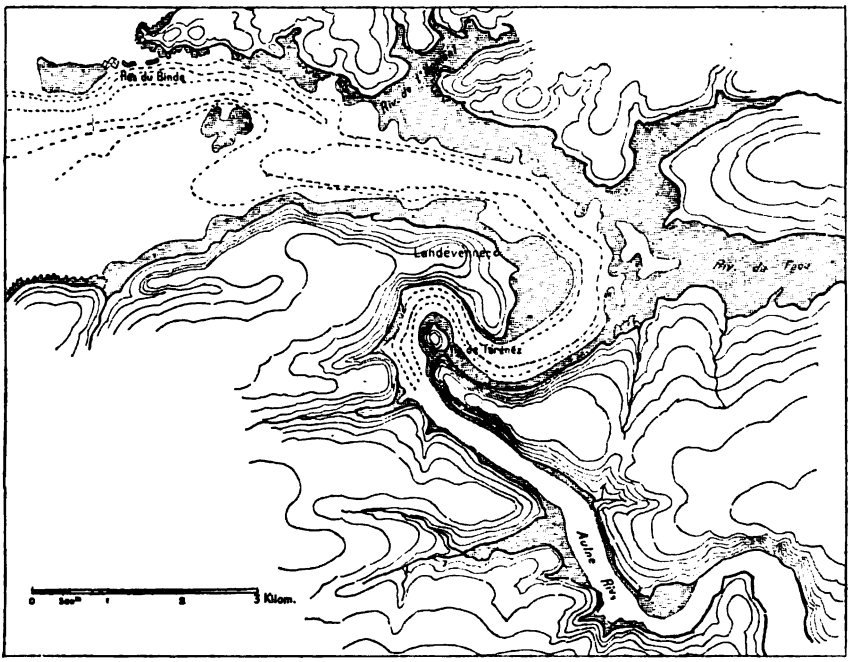


Fig. 184. — Méandres encaissés de la rivière de Châteaulin et rivière sous-marine les continuant. Recoupement d'une boucle par la montée des eaux marines.
(Échelle de 1 : 100 000.)
(D'après la carte à 1 : 200 000 du Service Géographique de l'Armée et la carte marine n° 3799, par Emm. de Martonne).

l'ancien lit du fleuve est quelquefois conservé au fond de la mer avec tous ses méandres, comme dans l'exemple de la rivière de Châteaulin (fig. 184), récemment décrit par Emm. de Martonne [14]. Plus souvent encore, la vallée se continue sous la mer, dans le prolongement de l'estuaire, et sa présence se révèle par les allures des isobathes.

Supposons maintenant qu'une période de stabilité des lignes de rivage fasse suite à la période d'affaissement du sol. L'estuaire se comblera peu à peu, grâce à l'alluvionnement, et le phénomène finira par empiéter sur la mer. Un delta prendra naissance en face

de l'ancien estuaire, pour peu que la plate-forme côtière présente des conditions d'étendue et de pente favorables et que les marées ou les courants marins ne viennent pas entraver l'accumulation des sédiments.

Les estuaires et les deltas sont donc des phases successives dans l'histoire d'un cours d'eau, qui nous renseignent sur le sens des oscillations qu'a subies la région littorale. On comprend dès lors que deux embouchures voisines puissent être l'une un estuaire, l'autre un delta.

Formation du seuil continental. — On a vu dans un chapitre précédent (ch. II, p. 29) que la véritable limite entre les océans et les continents n'est pas en général le rivage actuel, mais qu'elle se trouve au large, où une dénivellation brusque sépare, des grands fonds qui se trouvent au delà, une plate-forme sous-marine plus ou moins étendue, dont la profondeur dépasse rarement 200 m. Cette plate-forme a reçu le nom de *seuil continental*. Nous devons rechercher comment elle a pris naissance et si les actions littorales ont pour quelque chose dans sa formation.

Il n'est pas possible d'attribuer à l'action des vagues une force suffisante pour que, par des fonds de 200 m, elle nivelle toutes les irrégularités du relief, pour aboutir par une pente insensible au rivage. Certes une surface couverte de dépôts meubles peut être ainsi aplanie par les vagues, qui font encore sentir leur action d'une manière très appréciable à de telles profondeurs; mais le seuil continental est souvent constitué par une plate-forme rocheuse et, dans ce cas, la force n'est pas adéquate à l'effet.

F. von Richthofen a démontré que c'est réellement l'action des vagues qui entre en jeu dans la formation du seuil continental, mais qu'il est nécessaire de supposer en même temps une invasion de la mer sur la région littorale [0,18].

Si l'on admet que le niveau de la mer se trouvait à l'origine aux environs de l'isobathe actuel de 200 m, c'est-à-dire sur le bord du seuil continental, il a dû se former, par l'action des vagues sur l'ancien rivage, une plate-forme côtière, dans les conditions qui ont été définies plus haut. La plate-forme augmente graduellement d'étendue, mais il vient un moment où, en franchissant toute sa largeur, la force des vagues est entièrement usée, de sorte qu'elle ne suffit plus à entamer le bas de la falaise. La plate-forme côtière se couvre de sédiments et le recul de la falaise prend fin (fig. 185).

Telle serait la marche du phénomène si le niveau où a commencé l'attaque du littoral restait fixe; mais si, à mesure que la plate-forme

s'étend davantage, le niveau de la mer s'élève, soit par suite d'un déplacement absolu, de sens positif, du niveau des eaux, soit par un enfoncement de la région littorale, le recul de la falaise ne s'arrêtera pas et la plate-forme côtière s'élargira de plus en plus. Il se formera ainsi une vaste surface déclive submergée, qui continuera à gagner sur la terre ferme, tant que le mouvement de submersion continuera, et qui ne sera autre chose que le seuil continental, tel qu'il existe dans beaucoup de mers. Sur les côtes de l'Atlantique les choses n'en sont pas restées là. Au mouvement d'immersion graduelle que nous avons supposé a fait suite un mouvement qui se traduit par un retrait de la mer et par l'émersion du seuil continental. Aussitôt cette surface a été entaillée par les eaux courantes, dont le niveau de base se

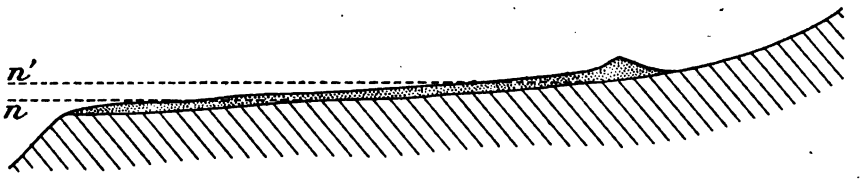


Fig. 185. — Invasion d'une plate-forme côtière par des sédiments et arrêt du recul de la falaise (d'après F. von Richthofen).

n, niveau des basses mers; *n'*, niveau des hautes mers.

trouvait sans cesse reporté à un niveau plus bas. Ainsi prirent naissance les sillons, aujourd'hui submergés par une nouvelle invasion marine, qui prolongent vers l'océan le cours inférieur de la plupart des fleuves tributaires de l'Atlantique.

La Manche est, d'après Edm. Hull [13], une de ces vallées submergées. En face de l'embouchure de la Loire, de la Gironde, de l'Adour, on observe des dépressions qui continuent, en mer, le lit de ces fleuves. On peut les suivre jusqu'au pied de la grande déclivité qui délimite vers le large le seuil continental. Le plus remarquable de ces sillons est la fosse du Cap Breton, qui n'est autre chose que l'ancien lit de l'Adour, avec ses affluents (fig. 186). Sur les côtes du Portugal, le Douro et le Tage se continuent très loin en mer par d'étroits sillons qui descendent jusqu'à près de 3000 m au-dessous du niveau actuel de l'Océan. Le Congo possède de même un prolongement sous-marin. Toutes ces vallées ont été submergées par un mouvement en sens inverse de celui qui avait donné lieu à leur creusement, et l'on doit admettre que, lors de cette nouvelle submersion, il s'est formé, sous l'action des vagues, une nouvelle plate-forme littorale, qui a donné graduellement naissance au seuil continental actuel [11-14].

C'est W. Ramsay qui, le premier, insista sur le rôle combiné des vagues et des affaissements dans la formation de ce qu'il appelait les *plaines de dénudation marine*. Richthofen a ensuite précisé les conditions dans lesquelles se produit ce qu'il appelle l'*abrasion marine*. Il lui attribue une grande importance dans le phénomène des transgressions, dont il sera question dans le chapitre suivant. A la suite de W. M. Davis, les auteurs contemporains ont plutôt une tendance à rabaisser le rôle de l'abrasion marine pour exagérer peut-être celui

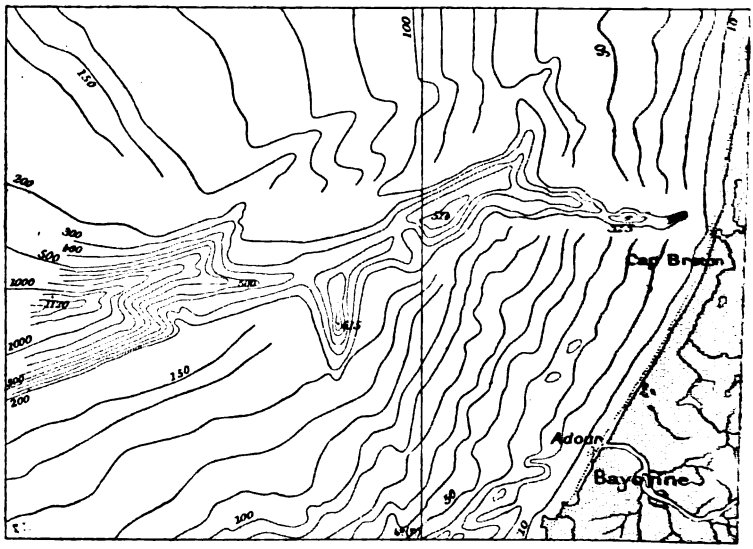


Fig. 186. — Le « Gouf » du Cap Breton, vallée submergée du seuil continental de l'Europe occidentale (d'après la carte de France du Dépôt des Fortifications, figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II).

des agents atmosphériques et des eaux courantes. Pour beaucoup de géologues, la formation d'une pénéplaine à l'air libre aurait toujours précédé le phénomène de transgression. La question mérite d'être discutée dans chaque cas particulier.

Récifs coralliens. — Dans les régions tropicales, une grande partie des côtes est accompagnée de récifs construits par des organismes qui sécrètent dans leurs tissus des quantités considérables de calcaire. Comme les Coralliaires jouent le rôle le plus important dans ces constructions, celles-ci sont généralement désignées sous le nom de *récifs coralliens* (pl. LXIX, 2).

Nature des organismes constructeurs. — Nous avons vu dans quelles condititions et par quels procédés certains animaux sécrètent des

organes de soutien constitués par du carbonate de chaux. Il existe beaucoup d'Invertébrés qui vivent en *colonies* et dont chaque individu sécrète un squelette. Les organes de soutien de toute la colonie sont réunis en une masse unique, en un *polypier composé*, sur lequel, dans les parties vivantes, les divers individus se reproduisent par scissiparité ou par bourgeonnement, alors que d'autres parties sont déjà mortes. C'est là un organisme merveilleusement adapté au choc des vagues, d'autant plus que de grands fragments de la colonie peuvent être arrachés, sans que l'ensemble en souffre. De nouvelles colonies s'établissent sur les parties mortes des anciennes.

Les genres qui contribuent à l'édification des récifs appartiennent pour la plupart aux Anthozoaires, mais certains Hydrozoaires, tels que les Hydrocoralliaires, et de nombreux Bryozoaires y prennent part également, soit seuls, soit associés aux Anthozoaires. Parmi ceux-ci les individus simples, à reproduction sexuée, ne forment pas de récifs et s'accommodent très bien de fonds vaseux et vivent quelquefois à de grandes profondeurs, ce qui n'est que rarement le cas pour les Anthozoaires à polypiers composés. Ceux-ci se répartissent dans les deux sous-ordres des *Porosa* et des *Aporosa*. Les premiers s'accroissent beaucoup plus rapidement que les seconds, grâce à la faible densité de leur squelette et à la présence d'un cœnenchyme qui réunit les divers individus. Ils comprennent surtout les Madréporidés et les Poritidés. Parmi les *Aporosa*, on peut citer les Astréidés, les Fungidés, etc. A l'époque Secondaire, ce sont ces deux familles qui prédominaient dans les récifs. Au Paléozoïque, les organismes constructeurs appartenaient presque sans exception aux ordres éteints des Stromatoporidés, des Tétracoralliaires et des Tabulés.

Ajoutons que les prairies d'Algues de la famille des Corallines et en particulier celles du genre *Lithothamnium* donnent souvent lieu à de telles accumulations de calcaire qu'on se trouve en présence de véritables récifs. D'ailleurs ces Algues s'établissent fréquemment sur les parties mortes des récifs d'Anthozoaires.

Conditions favorables à l'établissement des récifs. — La localisation des récifs coralliens dans les régions tropicales, et sur certaines côtes seulement, est due à la nécessité, pour les organismes constructeurs, de rencontrer certaines conditions d'existence qui ne sont pas réalisées ailleurs. Ces conditions sont les suivantes.

1° *Température constante voisine de 20°.* Les régions où se trouvent les récifs coralliens sont donc comprises entre les isokrymes de 20° de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud. On sait que ces lignes d'égale température ne suivent pas partout un parallèle déter-

miné; elles présentent des irrégularités, qui sont dues aux courants. C'est ainsi qu'à l'époque actuelle les récifs manquent totalement dans l'hémisphère sud sur les côtes ouest de l'Amérique et de l'Afrique en raison de l'existence de courants froids qui longent ces côtes.

2° *Salure normale.* Les récifs ne peuvent s'établir ni dans les eaux saumâtres, ni dans les lagunes où la salure est supérieure à la salure normale. On n'a pas constaté qu'une richesse particulière de l'eau en carbonate de chaux fût nécessaire au développement des organismes constructeurs, car, dans le voisinage des récifs, la teneur en chaux n'accuse pas de grandes variations.

3° *Pureté des eaux.* Les récifs font défaut dans les eaux qui renferment en suspension des particules argileuses, car celles-ci sont défavorables à l'existence du plankton, qui sert de nourriture aux animaux constructeurs. Aussi les récifs qui longent les côtes subissent-ils toujours une interruption devant l'embouchure de tous les cours d'eau.

4° *Agitation des eaux.* Cette condition découle de la précédente, mais elle est nécessaire en outre à l'enlèvement des parties mortes de la colonie qui font face à la mer.

5° *Sol rocheux.* C'est sur un sol rocheux seulement que peuvent se fixer les jeunes colonies.

6° *Profondeur.* On indique 20 brasses (37 m) comme la moyenne de la profondeur où les organismes constructeurs rencontrent encore la quantité d'air et de lumière nécessaire à leur développement. Le maximum extrême serait de 90 m.

Diverses catégories de récifs coralliens. — Depuis les travaux classiques de Charles Darwin [15] et de James Dana [16], on distingue parmi les récifs coralliens les catégories suivantes :

1° Les *récifs frangeants,* ceintures d'édifices coralliens, qui bordent immédiatement la terre ferme, souvent sur une grande longueur;

2° Les *récifs-barrières,* qui sont eux aussi disposés parallèlement aux rivages, mais en sont séparés par un chenal d'une assez grande largeur, comme par exemple la Grande Barrière d'Australie, qui, sur une longueur de 2400 km environ, laisse, entre elle et le continent, un chenal variant de 50 à 100 km de largeur;

3° Les *îles coralliennes,* dont la forme la plus habituelle est celle des *atolls* (fig. 187), ceintures complètes, entourant une *lagune,* qui peut communiquer avec la haute mer par un ou plusieurs passages, mais qui peut aussi être complètement fermée.

Dans ces trois catégories, les récifs extérieurs reçoivent le choc direct des vagues, aussi l'aération y est-elle mieux réalisée, la nourri-

ture plus abondante et l'ablation des parties mortes mieux assurée, de sorte que l'accroissement vers le large est assez rapide et donne lieu à des contours très dentelés, avec chute très brusque du profil vers la haute mer, à partir d'une plateforme submergée, d'une largeur variable.

Dans les récifs-barrière et dans les atolls, par contre, les récifs inté-

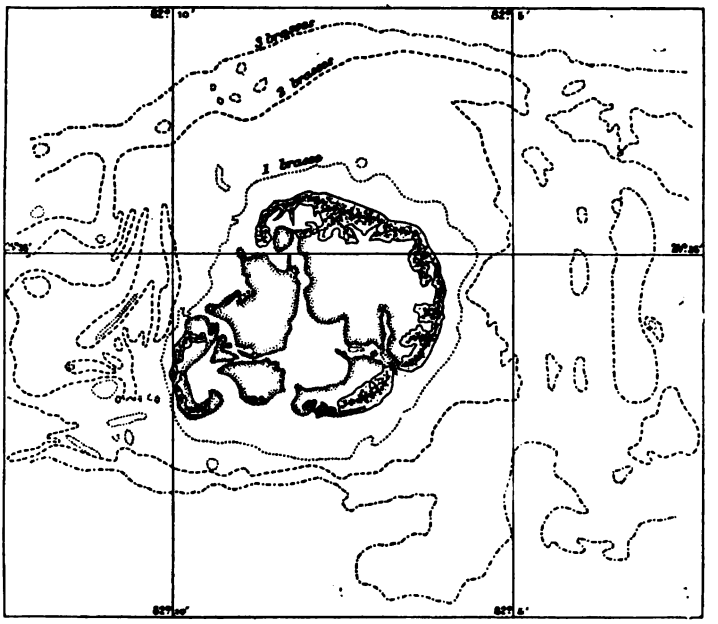


Fig. 187. — Atoll des Marquesas (Floride) (d'après la carte du *Coast Survey*, figure extraite de E. Suess, *la Face de la Terre*, t. II).
Echelle de 1 : 200 000.

rieurs présentent, vers la lagune, un contour moins dentelé et un profil moins abrupt.

Le bord externe du récif est une vraie brèche corallienne, provenant de la trituration des polypiers exposés au choc des vagues. Il porte souvent une véritable armature d'Algues calcaires. Sur le bord interne, par contre, les polypiers sont à l'abri des vagues et s'accroissent librement, de sorte qu'ils atteignent souvent de grandes dimensions.

Dans le cas des atolls, la vie est particulièrement intense dans les lagunes, qui sont peu profondes, dépassent rarement 100 m et tendent souvent à se combler.

Toutes les îles coralliennes ne sont pas des atolls; il existe quelquefois au large de grands récifs plats, à contours très irréguliers, percés

comme des écumoires, dont la forme générale est celle d'un vaste champignon. On leur donne souvent le nom d'*aïrolhos*, parce que des récifs de ce type constituent l'archipel des Abrolhos, près des côtes du Brésil.

Théories relatives aux récifs coralliens. — Il n'y a aucune difficulté à expliquer les récifs frangeants; en revanche, on a imaginé diverses théories pour rendre compte de la présence d'une lagune en arrière des récifs-barrières et au centre des atolls. La plus connue est celle de Darwin, développée et généralisée par Dana.

Darwin avait été frappé de la grande épaisseur que présentent certains récifs, c'est-à-dire qu'au-dessous des colonies actuellement vivantes se trouvent des accumulations de polypiers représentant des milliers de générations de colonies mortes. Si ces amas se rencontrent à une profondeur notablement inférieure à celle où les Coralliaires peuvent vivre, c'est-à-dire à 40 m, il va sans dire que l'entassement de couches successives de polypiers morts n'a pu se faire que si, en même temps, le fond s'affaissait d'une quantité suffisante pour compenser l'accroissement en hauteur. Cet affaissement serait comparable à celui qui rend compte de l'accumulation des sédiments dans un géosynclinal. Dans ces conditions, le récif frangeant se transformerait progressivement en récif-barrière et un récif entourant un îlot donnerait naissance à un atoll, comme le montre le schéma ci-contre (fig. 188).

Dana a cru voir des traces d'un pareil affaissement dans toute la moitié nord-est du Pacifique, où les atolls sont si fréquents, tandis que la moitié sud-ouest accuserait au contraire des traces d'un mouvement en sens inverse. La ligne séparant les deux régions relierait le Japon aux îles Paumotou, c'est-à-dire qu'elle correspondrait au grand axe de l'océan.

Les travaux récents ne sont pas toujours venus confirmer les observations qui avaient servi de point de départ à la théorie de Darwin et de Dana. Souvent on a constaté une très faible épaisseur de formations coralliennes et d'autres fois des sondages ont montré que les grandes accumulations étaient en réalité d'origine détritique et correspondaient par conséquent au talus extérieur du récif. Aussi la théorie de Darwin perd-elle de plus en plus du terrain, tandis que des faits assez nombreux viennent à l'appui d'une autre interprétation, proposée par John Murray [17], géologue de l'expédition du *Challenger*.

Murray explique la formation des atolls de la manière suivante : Sur des fonds d'une faible profondeur, situés en dehors de la zone

terrigène, il s'accumule sans cesse des sédiments organogènes, de sorte que la profondeur diminue jusqu'au moment où les conditions bathymétriques sont favorables à l'établissement de récifs. Ceux-ci ont une plus grande vitalité sur la périphérie que vers le centre, de sorte que peu à peu la forme annulaire caractéristique des atolls a dû se dessiner. De même, sur les rivages, s'établissaient des récifs-barrières toutes les fois que les eaux douces venues de la terre voisine rendaient impossible le développement des récifs frangeants, en donnant lieu à des conditions de salure défavorables et à un apport de particules argileuses. On conçoit aussi que, dans la lagune d'un atoll, la salure devienne rapidement différente de la salure

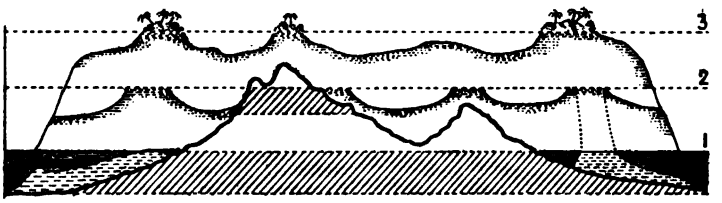


Fig. 188. — Formation d'un atoll (d'après JAMES D. DANA).
1, 2, 3. Niveau de la mer dans les trois phases successives correspondant aux trois profils.

normale, de sorte que le récif ne peut se développer que vers la périphérie.

Pour ce qui est de l'océan Pacifique, on trouve souvent côte à côte, dans un même archipel, des récifs d'une grande vitalité et des récifs morts soulevés à des altitudes assez considérables, de sorte que l'on a conclu à un soulèvement général de la région vers la fin de l'ère Tertiaire. Rien, dans tous les cas, n'indique un affaissement récent et continu.

Il est fort possible qu'en certains points la théorie de Darwin puisse s'appliquer, mais il y aurait danger à vouloir en généraliser l'application. Nous ne pouvons nous appesantir davantage sur les discussions auxquelles elle a donné lieu. On en trouvera d'ailleurs, en divers endroits [0, 1; 18; 19], d'excellents résumés.

---

1. — CH. H. DAVIS. A Memoir upon the Geological Action of the Tidal and other Currents of the Ocean. *Mem. of the Amer. Acad. Boston*, IV, p. 117-156, pl. I, II, 1849.

2. — F. G. K. GILBERT. The topographic features of Lake Shores. 5th *Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.*, p. 69-123, pl. III-XX, fig. 1-6, 1885.

3. — F. P. GULLIVER. Cuspate forelands. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, VII, p. 309-422, pl. XVIII, 1896.

4. — ID. Shoreline topography. *Proc. Amer. Acad. Arts and Science*, XXXIV, p. 151-258, 32 fig., 1899.

5. — L. JOUBIN. La Presqu'île de Quiberon. *Bull. de l'Inst. Océanogr.*, n° 92, 24 p., 4 pl., 19 fig., 1907.

6. — JOH. WALTHER. Die Adamsbrücke und die Korallenriffe der Palkstrasse. *Peterm. Mitt.*, Ergänzungsheft n° 102, 40 p., 2 cartes, 1891.

7. — ALFRED PHILIPPSON. Ueber die Typen der Küstenformen, insbesondere der Schwemmlandsküsten. *Festschrift Richthofen*, p. 1-14, 17 fig., 1893.

8. — ALFRED TYLOR. On the Formation of Deltas : and on the Evidence and Cause of Great Changes in the Sea-Level during the Glacial Period. *Geol. Mag.*, IX, p. 392-399, 485-501, pl. XI, 1872.

9. — RUDOLF CREDNER. Die Deltas. *Peterm. Mitt.*, Ergänzungsh. n° 56, 74 p., 3 pl., 1878.

10. — CHARLES BARROIS. Sur les phénomènes littoraux actuels du Morbihan. *Ann. de la Soc. Géol. du Nord*, XXIV, p. 182-226, pl. IV, V, 1893.

11. — J. W. SPENCER. Reconstruction of the Antillean Continent. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, VI, p. 103-140, 1 pl., 1895.

12. — WILFRID H. HUDLESTON. On the Eastern Margin of the North Atlantic Basin. *Geol. Mag.*, N. S., dec. IV, vol. VI, p. 97-105, 145-157, pl. III, V-VII, 1899.

13. — EDWARD HULL. Des investigations récentes relatives aux anciennes vallées envahies par la mer et à divers autres traits physiques des îles Britanniques et de l'Ouest de l'Europe. *C. R. du VIII° Congrès géol. intern.*, p. 321-325. Paris, 1900.

14. — EMM. DE MARTONNE. La pénéplaine et les côtes bretonnes. *Ann. de Géogr.*, XV, p. 213-236, 299-328, pl. IX-XII, XIV-XVII, 13 fig., 1906.

15. — CHARLES DARWIN. The structure and distribution of coral reefs. 1 vol. in-8°, 214 p., fig. London, 1842.

16. — JAMES D. DANA. Corals and Coral Islands. 1 vol. in-8°, 398 p., nombr. pl. et fig. London, 1885.

17. — JOHN MURRAY. On the structure and origin of coral reefs and islands. *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, X, p. 500-518, 1880.

18. — R. LANGENBECK. Die Theorien über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe und ihre Bedeutung für geophysische Fragen. 1 vol. in-8°, 190 p., 5 fig. Leipzig, 1890.

19. — M. CAULLERY. Les récifs coralliens. *Annales de Géogr.*, IX, p. 1-16, 193-210, 1900.

V. aussi : 0,1 ; 0,8 ; 0,18 ; 0,22 ; VIII, 9 ; XXV, 5.

CHAPITRE XXVIII

LES DÉPLACEMENTS DES LIGNES DE RIVAGE

Preuves de déplacements récents des lignes de rivage. — Transgressions et régressions marines. — Causes des déplacements des lignes de rivage. — Oscillations du sol. — Lois des transgressions et des régressions. — Mouvements orogéniques et épirogéniques.

Nous avons étudié successivement, dans les précédents chapitres, les phénomènes de lithogénèse, d'orogénèse et de glyptogénèse, dont l'ensemble constitue le cycle des phénomènes géologiques. Nous avons vu que le terme final de ce cycle est la formation, sur l'emplacement d'une chaîne de montagnes, d'une pénéplaine, résultant de l'action prolongée des eaux courantes, des agents atmosphériques, des glaciers, en un mot de toutes les forces qui entrent en jeu dans la destruction des reliefs. Un nouveau cycle pourra commencer, si la région est à nouveau envahie par les eaux. Toute l'histoire des temps géologiques nous montre que les lignes de rivage n'ont pas occupé une position stable, que la distribution des terres et des mers a été, d'une période géologique à l'autre, sujette à des variations continuelles.

Preuves de déplacements récents des lignes de rivage. — D'ailleurs, de nos jours encore, ou à des époques peu reculées, dont l'homme a été le témoin, il s'est produit des déplacements des lignes de rivage, correspondant tantôt à une invasion de la mer, tantôt à un retrait. Des volumes ont été écrits sur ces phénomènes [1-4; 0,22], mais nous ne pouvons donner ici qu'un petit nombre d'exemples que nous choisirons parmi les déplacements les moins discutés. La légende et l'histoire nous apprenent que des villes, autrefois florissantes, sont aujourd'hui submergées par les eaux de la mer. Dans la baie de Douarnenez, on voit à marée basse, à 5 ou 6 m de profon-

deur, les ruines de la ville d'Ys, qui fut envahie par la mer au ve siècle. Dans le golfe de Fos, près de Marseille, on a recueilli, à 2 km du rivage actuel, sous 4 à 7 m d'eau, des débris de tuiles, de poteries et des monnaies romaines, provenant d'une ville disparue sous les flots. Sur tout le littoral de la mer du Nord et de la Manche, les preuves d'une récente invasion marine sont nombreuses. En Hollande, en Flandre, l'homme doit se défendre sans cesse par des travaux d'art contre les empiétements de la mer. Près du Tréport, dans l'estuaire de la Bresle, Munier-Chalmas a pu recueillir, grâce à des sondages, à plusieurs mètres au-dessous du niveau des plus basses mers, des poteries du IIIe ou du IVe siècle de notre ère. Ces ustensiles reposent sur une formation ligniteuse, avec troncs d'arbres en place et intercalations de lits à *Cardium edule*, et sont recouverts par des sables marins avec Mollusques actuels. A Wimereux, se trouvent également, au-dessous du niveau actuel de la mer, des restes d'une ancienne forêt submergée, associés à des silex polis. En Bretagne, on a signalé, en plusieurs endroits, des faits analogues. De plus, on y connait de véritables *vallées enfoncées*, dont le fond est actuellement situé au-dessous du niveau de la mer et qui sont barrées par un cordon de galets (pl. LXX, 2).

Nous avons déjà vu précédemment que beaucoup de rivières qui se jettent dans l'Atlantique se continuent par un lit sous-marin creusé dans la plate-forme continentale et que la seule explication plausible de ce fait est l'hypothèse d'une immersion du bord des continents, postérieurement au creusement des vallées. Nous rappellerons que la plate-forme continentale doit être envisagée comme une ancienne plaine d'abrasion marine graduellement envahie par les eaux. Les côtes profondément déchiquetées où, comme en Dalmatie, la mer pénètre dans les vallées synclinales, peuvent être également considérées comme des rivages qui subissent un envahisssement par la mer. On a vu aussi que l'accroissement des récifs coralliens en hauteur, constaté en maints endroits, a fait conclure à un affaissement graduel de certaines côtes du Pacifique.

Les traces d'un retrait récent de la mer ne manquent pas non plus sur un grand nombre de côtes. On sait depuis fort longtemps que, sur les côtes suédoises et finlandaises de la Baltique, la mer a perdu du terrain depuis les temps historiques, tandis que, sur les côtes russes et allemandes, les lignes de rivage ne se sont pas déplacées. Sur les côtes atlantiques de la Scandinavie, les faits sont encore plus probants, car l'on observe dans les fjords, étagés à des altitudes diverses, des restes d'anciennes plages avec amas de coquilles de

Mollusques littoraux et des terrasses ou *seter*, correspondant à des plates-formes côtières entaillées par les vagues. Il y a donc eu, sur les côtes de Norvège, un abaissement par saccades du niveau de la mer. Sur tout le pourtour de la Méditerranée, il existe de même d'anciennes lignes de rivage, datant de l'époque Quaternaire et formant un certain nombre de terrasses étagées à des hauteurs décroissantes, de sorte que l'on a pu dire que tout se passait comme si le niveau de la mer s'était abaissé progressivement à partir du maximum d'extension. Nous reviendrons sur ces faits en traitant de l'époque Quaternaire, dans la seconde partie de cet ouvrage.

Lorsque le cours inférieur d'une rivière est encaissé dans une gorge d'érosion et que l'on y trouve des traces de récente régularisation du profil d'équilibre, on peut conclure qu'il s'est produit à une date récente un abaissement du niveau de base, ou que, en d'autres termes, la mer s'est retirée.

Certains récifs coralliens situés aujourd'hui à des altitudes de quelques dizaines ou même de quelques centaines de mètres au-dessus du niveau actuel de la mer, comme c'est le cas dans les îles Salomon, conduisent à la même conclusion.

Enfin, il existe des côtes où l'on rencontre des preuves manifestes d'immersions et d'émersions successives. Nous verrons plus loin que la Scandinavie a passé, au cours de l'ère Quaternaire, par des alternances répétées d'invasion marine et d'exondation. Dans les régions méditerranéennes, on pourrait citer des faits analogues. Un exemple classique est celui du temple de Sérapis, à Pouzzoles (pl. LXXI, 2). Il n'en reste plus que trois colonnes verticales, qui à 3 m au-dessus de leur pied et jusqu'à 5,30 m sont criblées de trous de lithophages. C'est là une preuve certaine que, postérieurement à sa construction, le temple s'est trouvé envahi par la mer, qui y a séjourné, en laissant des traces indiscutables de son passage, traces qui se retrouvent d'ailleurs sur une arche de pont voisine. Actuellement l'ancien pavé du temple est un peu au-dessous du niveau de la mer et il est établi par des documents historiques que cet état de choses existe depuis 1538, date de la dernière grande éruption du Monte Nuovo. En même temps que le sol s'éleva, le temple fut enfoui sous des amas de projections, pour être de nouveau exhumé et déblayé par l'homme en 1750.

Transgressions et régressions marines. — Les preuves géologiques de déplacements des lignes de rivage abondent et sont de diverse nature. Il est quelquefois possible de suivre pour ainsi dire pas à

pas le mouvement d'extension d'une mer ancienne ou son retrait, mais en général on ne peut que constater l'existence d'une lacune dans la série stratigraphique, correspondant à une phase d'exondation comprise entre deux périodes d'invasion marine. L'existence d'une pareille phase se traduit souvent par une *discordance angulaire* entre les deux séries de dépôts marins (pl. II). Après la première phase d'invasion marine, il y a eu un mouvement du sol, voire un mouvement orogénique suivi de phénomènes de dénudation. Lorsque la mer a repris possession de la région, les dépôts correspondant à cette nouvelle phase d'invasion marine se sont étendus sur ceux de la phase précédente en discordance de stratification. Une pareille discordance n'est cependant pas à elle seule une preuve irrécusable d'exondation entre le dépôt des deux séries, car on doit envisager la possibilité d'un plissement sous-marin. Il y aura

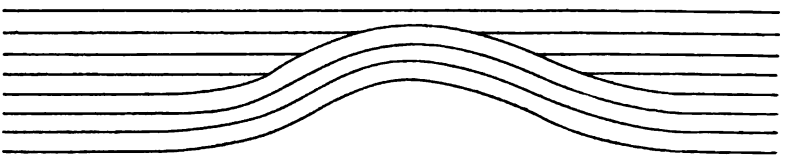


Fig. 189. — Plissement sous-marin ayant donné lieu à une discordance des couches sans émersion.

alors discordance et même quelquefois discontinuité dans la sédimentation, sans émersion de la première série (fig. 189)[1]. Inversement, la concordance de deux séries ne permettra pas nécessairement de conclure à une continuité dans la sédimentation, il pourra s'être produit une exondation entre les deux phases d'immersion, sans que leur intervalle corresponde à une période de mouvements orogéniques.

Voici alors les données sur lesquelles on peut se baser pour affirmer qu'une exondation a eu lieu entre deux périodes de sédimentation marine :

1° *Lacune stratigraphique*, c'est-à-dire absence d'un terme de la série normale des terrains. Dans ce cas, toutefois, il peut y avoir une lacune par absence de dépôt, des courants marins ayant par exemple empêché toute sédimentation sur leur passage; mais cette interprétation ne pourra s'appliquer qu'à une lacune de courte durée; lorsque c'est tout un étage ou même un système qui manque entre les deux termes, il est difficile d'admettre un arrêt dans la sédimentation aussi prolongé.

1. On devra se demander aussi, surtout dans les régions montagneuses, si l'on n'a pas affaire à une *discordance mécanique*, résultant d'un pli-faille ou d'un charriage.

2° *Corrosion ou altération à la limite des deux termes.* — Lorsque la couche supérieure du terme inférieur est perforée de trous creusés par des Mollusques lithophages, il n'y a pas de doute que cette couche, formée souvent à une profondeur assez grande, s'est trouvée pendant un certain temps, sinon complètement exondée, du moins amenée à un niveau très voisin du niveau de la mer, car, à une plus grande profondeur, les Mollusques perforants n'auraient pas pu vivre. Quand cette couche perforée est en outre altérée, l'émersion ne peut faire de doute, surtout s'il s'agit d'une transformation du carbonate de calcium en phosphate, imputable à l'action des excréments d'Oiseaux de mer, ou encore si l'altération est due à des Végétaux terrestres, comme par exemple dans le cas de la « craie à tubulures » des environs de Paris, qui révèle l'établissement d'une forêt sur la Craie blanche et d'altérations le long des racines, avant que la mer ait repris possession de la région à l'époque Montienne.

3° *Intercalation de couches d'origine continentale.* — On rencontre souvent, entre deux séries marines, des dépôts dont l'origine continentale ne peut faire de doute, tels que graviers torrentiels, grès avec empreintes de pas de Vertébrés terrestres, ou surfaces de dessiccation, ou encore dépôts lacustres avec Mollusques d'eau douce, ou formations éluviales, telles que la bauxite, qui n'est autre chose qu'une ancienne latérite. Cependant il faut éviter de confondre avec des formations lacustres des couches d'estuaire, formées dans le milieu marin, dans des endroits où des fleuves ont amené une forte dessalure des eaux.

4° *Conglomérats de base.* — A la base de la série sédimentaire supérieure on observe souvent des conglomérats formés au détriment des couches sous-jacentes, qui moulent tous les creux du substratum. La série supérieure s'est évidemment déposée sur une plaine d'abrasion marine, constituée par les couches de la série inférieure. On appelle *conglomérat de base* la formation détritique à gros éléments par laquelle débute fréquemment une invasion marine (fig. 190).

L'envahissement par la mer d'une région précédemment exondée constitue ce que l'on appelle une *transgression marine.* Lorsque, par contre, la mer se retire d'une région qu'elle occupait précédemment, on emploie, pour désigner le retrait, le terme de *régression marine.* La transgressivité d'une couche déterminée de la série sédimentaire est facile à démontrer par la constatation d'une discordance avec les couches sous-jacentes, ou, en cas de concordance, par l'une ou l'autre des données indiquant une émersion entre les deux séries.

Il n'est pas toujours facile de déterminer l'extension maximum d'une transgression, car l'ablation par les eaux courantes et par les agents atmosphériques a souvent fait disparaître les anciennes lignes de rivage, ne laissant subsister que des témoins des couches transgressives. Il est encore plus difficile de préciser les limites d'une régres-

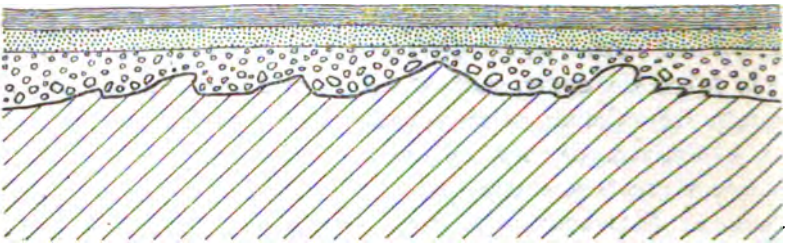


Fig. 190. — Transgression marine accompagnée d'une discordance angulaire et débutant par un conglomérat de base.

sion marine, en raison de ces mêmes dénudations, qui font souvent considérer un terrain comme étant en régression par rapport au terrain sous-jacent, alors que le retrait est simplement dû à une ablation du terme supérieur, plus étendue que celle du terme inférieur. C'est ce qui se produit par exemple pour le bassin de Paris, où les assises de la série secondaire affleurent en bandes concentriques, de sorte que chaque terme est en retrait par rapport au précédent et paraît en régression. En réalité il s'agit d'une dénuda-

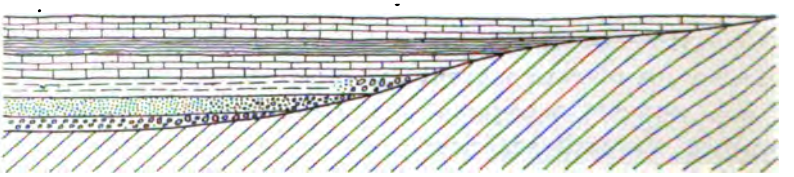


Fig. 191. — Transgressivité graduelle des couches successives déposées dans une mer qui envahit une région précédemment exondée.

tion générale des bords de la cuvette, qui n'a que rarement laissé subsister les anciennes lignes de rivage.

Il est rare qu'une transgression s'étende immédiatement à toute la région qu'elle est destinée à envahir; la mer entame d'abord les parties périphériques, puis elle recouvre graduellement des espaces de plus en plus considérables, jusqu'à ce qu'elle ait atteint l'extension correspondant au maximum de la transgression. Dans une série transgressive les termes successifs débordent graduellement au delà des précédents (fig. 191); par contre, dans une série régressive,

l'extension horizontale de chaque terme est moindre que celle du terme sous-jacent (fig. 192).

Un exemple tout à fait classique de grande transgression marine est celui de la transgression mésocrétacée, plus connue sous le nom de transgression cénomanienne [XII, 8], car c'est au Cénomanien qu'elle atteint son maximum. Elle fait d'ailleurs sentir ses effets dès le début de l'époque Éocrétacée. Dans le bassin de Paris et dans d'autres régions de l'Europe centrale, la fin de la période Jurassique était marquée par un retrait de la mer et l'établissement d'un régime lagunaire ou lacustre. Les divers termes du Néocomien sont en transgression graduelle et la communication du bassin de Paris avec le bassin du Rhône par le détroit de la Côte d'Or se rétablit L'étage Barrémien correspond à un léger retrait et à un retour du régime lagunaire. Avec l'Aptien, le mouvement de transgression recommence et il s'accentue à l'Albien. C'est au Cénomanien que la mer

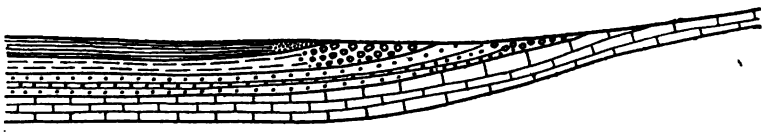


Fig. 192. — Retrait graduel des couches constituant une série régressive.

atteint son maximum d'étendue, elle déborde largement sur les massifs anciens qui entourent le bassin de Paris. Au Turonien, la mer augmente de profondeur, mais son extension est un peu moindre qu'au Cénomanien.

Causes des déplacements des lignes de rivage. — Dans les pages qui précèdent, il a été question d'invasions marines ou de retraits, de transgressions ou de régressions et c'est à dessein qu'ont été employés ces termes qui ne préjugent rien quant à la nature même des déplacements des lignes de rivage. S'agit-il de mouvements du sol, d'affaissements ou de soulèvements, donnant lieu soit à des invasions marines, soit à des retraits? Ou bien s'agit-il de véritables oscillations du niveau des mers, d'élévations locales ou universelles de la hauteur absolue des eaux, se traduisant par une immersion de la région littorale, et d'abaissements, se traduisant par une émersion?

Suivant les époques et suivant les écoles, c'est à l'une ou à l'autre de ces deux alternatives que se sont arrêtés les auteurs. Aussi, pour éviter de faire usage de termes qui nécessitent une option entre les deux manières de comprendre les déplacements des lignes de rivage, Ed. Suess a-t-il préféré parler, dans le second volume de

« la Face de la Terre », presque entièrement consacré à élucider ce problème, de *mouvements positifs* et de *mouvements négatifs* des mers [0, 22]. Malheureusement, d'autres auteurs, en particulier Günther et Ratzel, emploient ces mêmes termes pour indiquer le sens des mouvements du sol. Pour mettre fin à toute équivoque, Pavlow a introduit les qualificatifs de *géocratiques* et d'*hydrocratiques* pour les deux catégories de déplacements, sans préjuger de leur nature. Les termes d'*immersion* et d'*émersion*, d'*invasion marine* et de *retrait de la mer*, de *transgression* et de *régression* répondent exactement à la même condition. Nous continuerons à en faire usage ici.

Pendant longtemps les géologues attribuaient, avec Playfair, Léopold de Buch, Lyell, les déplacements des lignes de rivage à des *oscillations lentes du sol*, sortes de mouvements de bascule, que l'on mettait en relation avec les tremblements de terre. Issel [4] a même donné le nom de *bradysismes* à ces mouvements. Sous une forme nouvelle, l'hypothèse d'oscillations verticales des continents devait reparaître plus tard, mais ce ne fut qu'après une période où, à la suite de savants éminents, les déplacements des lignes de rivage furent envisagés comme résidant principalement, voire exclusivement, dans des *oscillations absolues du niveau des mers*.

Oscillations absolues du niveau des mers. — La possibilité même de ces oscillations avait été autrefois niée, car, disait-on, le niveau des océans est une surface d'équilibre, et l'on n'admettait pas que cet équilibre pût être troublé. Cependant il est deux causes qui, abstraction faite du phénomène des marées, doivent nécessairement modifier, dans certaines limites, la forme de cette surface d'équilibre; c'est, d'une part, l'attraction qu'exerce sur la masse des eaux océaniques la masse des continents, et c'est, d'autre part, un changement possible dans la vitesse de rotation de la Terre.

La surface des océans n'est pas rigoureusement celle d'un ellipsoïde de révolution; le fil à plomb se trouvant dévié au voisinage des masses continentales, il est évident que la surface des eaux doit se relever légèrement à l'approche des rivages escarpés. Suivant la masse du continent, la quantité dont la nappe d'eau se relève est plus ou moins grande et le calcul conduit à des chiffres assez différents pour le bord des divers continents. Plusieurs auteurs anciens ont pensé que des modifications dans l'altitude des montagnes ou la naissance d'une nouvelle chaîne sur le bord d'un continent devaient nécessairement entraîner au voisinage soit un abaissement, soit une élévation du niveau de la mer, etc. Penck [8] a repris cette idée et

s'est préoccupé surtout des conséquences de l'accumulation d'une épaisse calotte glaciaire sur un continent. La formation d'une pareille calotte devrait évidemment donner lieu à un relèvement du niveau de la mer sur tout le pourtour de la terre envahie par les glaciers. Si, conformément à la théorie d'Adhémar et de Croll, les périodes glaciaires étaient en relation avec le phénomène de la précession des équinoxes (v. chap. XXVI, p. 467), elles se produiraient alternativement dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud, de sorte que ce serait tantôt dans l'un, tantôt dans l'autre que des calottes glaciaires détermineraient un appel d'eau vers le pôle [5].

Quelle que soit d'ailleurs la cause du phénomène glaciaire, il résulte des calculs de Hergesell [11], de Drygalski [12, 14] et de Woodward [13] que la quantité dont le niveau de la mer a pu s'élever au-dessus du niveau normal, en raison de l'attraction par les calottes glaciaires, a dû être insignifiante. En évaluant à 1 000 m l'épaisseur de l'inlandsis scandinave, l'élévation du niveau de la mer n'aurait pas, d'après Hergesell, dépassé 4 m.

Ed. Suess s'est arrêté à la deuxième cause susceptible de modifier la forme de la surface d'équilibre des océans. Reprenant une ancienne idée, émise dès 1721 par Swedenborg, il envisage la possibilité de variations dans la vitesse de rotation de la Terre. Une augmentation de la vitesse produirait un plus grand aplatissement des pôles et un afflux de l'eau vers l'équateur; une diminution entraînerait, avec un aplatissement moindre, un afflux vers les pôles. Cette théorie expliquerait la fréquence des terrasses marines dans les régions polaires et la prédominance des phénomènes d'immersion dans les régions équatoriales, que l'on a cru pouvoir constater [0, 22].

Au lieu de faire appel à des causes en quelque sorte cosmiques pour expliquer des oscillations locales du niveau des mers, on peut aussi invoquer des causes géologiques, qui, contrairement aux causes cosmiques, donneraient lieu à des oscillations universelles. Ed. Suess a proposé le terme de *mouvements eustatiques* pour désigner cette catégorie d'oscillations générales. Il fait intervenir, comme principale cause des mouvements eustatiques négatifs, les effondrements.

Il est bien évident que des effondrements, tels que ceux qui se sont produits, vers la fin de l'ère Tertiaire, dans la Méditerranée occidentale, dans la mer Tyrrhénienne, dans les Antilles, ont dû donner lieu à un appel d'eau considérable, car des fosses profondes se sont formées sur l'emplacement d'anciennes terres émergées. Par compensation, le niveau des océans a dû s'abaisser uniformément d'une

certaine quantité sur toute la surface du Globe. Les effondrements plus anciens du continent Australo-Indo-Malgache et du continent Pacifique ont évidemment fait baisser le niveau général des mers de la quantité d'eau nécessaire à remplir les profondes dépressions de l'océan Indien et de l'océan Pacifique.

Suess explique les mouvements eustatiques positifs par l'accumulation des sédiments sur le fond des océans et le remplissage des dépressions marines. Si l'on se rappelle l'extrême lenteur avec laquelle se dépose la boue rouge abyssale et, d'un autre côté, la manière dont les géosynclinaux conservent à peu près leur profondeur, en compensant l'accumulation des sédiments par un affaissement équivalent, on sera peu disposé à considérer cette cause comme adéquate à ses effets. On préférera faire intervenir soit la formation de rides sous-marines sous l'action des mouvements orogéniques, soit même des éruptions volcaniques.

Les phénomènes actuels ne peuvent évidemment pas éclairer ces questions, dont la solution est du domaine de la Géologie stratigraphique. Anticipant sur les résultats auxquels conduira l'étude de la répartition des terres et des mers au cours des périodes géologiques, nous pouvons dès à présent formuler les conclusions suivantes, qui sont basées sur une étude d'ensemble des transgressions et des régressions marines [XII, 12] :

1° Les transgressions ne se produisent pas alternativement dans les deux hémisphères; elles sont simultanées de part et d'autre de l'équateur;

2° Elles ne sont pas localisées suivant la latitude et ont lieu, par contre, simultanément dans les régions polaires et dans les régions équatoriales;

3° Elles ne sont pas universelles.

La première constatation ne permet plus d'attribuer les déplacements des lignes de rivage à des glaciations se produisant alternativement dans chacun des deux hémisphères. La seconde écarte l'hypothèse de variations dans la vitesse de rotation de la Terre. La troisième, enfin, est inconciliable avec l'assimilation des transgressions et des régressions marines à des mouvements eustatiques.

Oscillations du sol. — Sans vouloir nier complètement la possibilité de l'intervention de l'un ou de l'autre des facteurs par lesquels on a voulu expliquer les variations du niveau des mers et sans vouloir contester l'existence des variations elles-mêmes, nous sommes donc amenés à revenir à l'ancienne idée des oscillations lentes du

sol et nous devons rechercher si les transgressions et les régressions marines peuvent être attribuées à ce phénomène.

Les travaux récents sur l'histoire de la péninsule Scandinave pendant la période Quaternaire sont venus donner une force nouvelle à l'ancienne conception des oscillations verticales du sol. Nous en réservons l'exposé pour la deuxième partie de ce livre, mais nous devons indiquer dès à présent d'une manière sommaire les faits qui démontrent avec évidence la corrélation qui existe entre les invasions marines et les affaissements répétés de l'ensemble du massif Finno-Scandinave. C'est à G. de Geer [18] qu'est due en grande partie la reconstitution des événements qui se sont passés en Scandinavie après la période Glaciaire. Les résultats auxquels ce savant s'est trouvé conduit ont été complétés par W. Ramsay [19] pour la Finlande et la presqu'île de Kola ou Laponie russe, régions qui constituent avec la Scandinavie un ensemble connu sous le nom de Fenno-Scandia, ou massif Finno-Scandinave. C'est le bouclier Scandinave de Suess, vaste aire de surélévation dans la zone des plissements calédoniens.

Vers la fin de la troisième grande phase de glaciation de l'époque Quaternaire, le glacier scandinave s'est retiré graduellement, en laissant derrière lui des moraines stadiaires. A mesure qu'il fondait, la mer envahissait les territoires qu'il abandonnait et recouvrait même, en certains points, les moraines fraîchement déposées, ainsi que W. Brögger [20] a pu s'en assurer pour la région au sud de Christiania. Une pareille avancée de la mer ne peut se concevoir que si l'on suppose un affaissement général de la région, ayant lieu concurremment avec la fusion du glacier. La mer s'est étendue ainsi sur une grande partie du massif, ne respectant que la région centrale, encore occupée par le glacier. Elle a laissé des dépôts, sous la forme d'une argile à *Yoldia arctica*. L'intérêt principal de ces dépôts marins réside dans les altitudes auxquelles on les retrouve actuellement. Celles-ci sont essentiellement variables et oscillent entre 0 et 270 m. Postérieurement à l'invasion marine, le sol s'est donc soulevé d'une quantité qui n'est pas partout la même. En réunissant tous les points où les argiles se trouvent aujourd'hui à une même altitude, G. de Geer a obtenu des courbes qn'il a désignées sous le nom d'*isobases* et qui lui ont permis de faire ressortir sur une carte les mouvements qu'a subis le fond de la mer à *Yoldia* depuis la transgression. Grâce aux travaux de W. Ramsay ces courbes ont pu être complétées pour la Finlande et la presqu'île de Kola et c'est la carte publiée par cet auteur que nous reproduisons ici (fig. 193).

Des vicissitudes qu'a subies le massif Finno-Scandinave postérieurement au retrait de la mer à *Yoldia* nous ne retiendrons ici qu'une nouvelle invasion marine, celle de la mer à Littorines, suivie également d'un soulèvement. Les dépôts de cette mer se trouvent aujourd'hui à une altitude bien moindre que ceux de la mer à *Yoldia*;

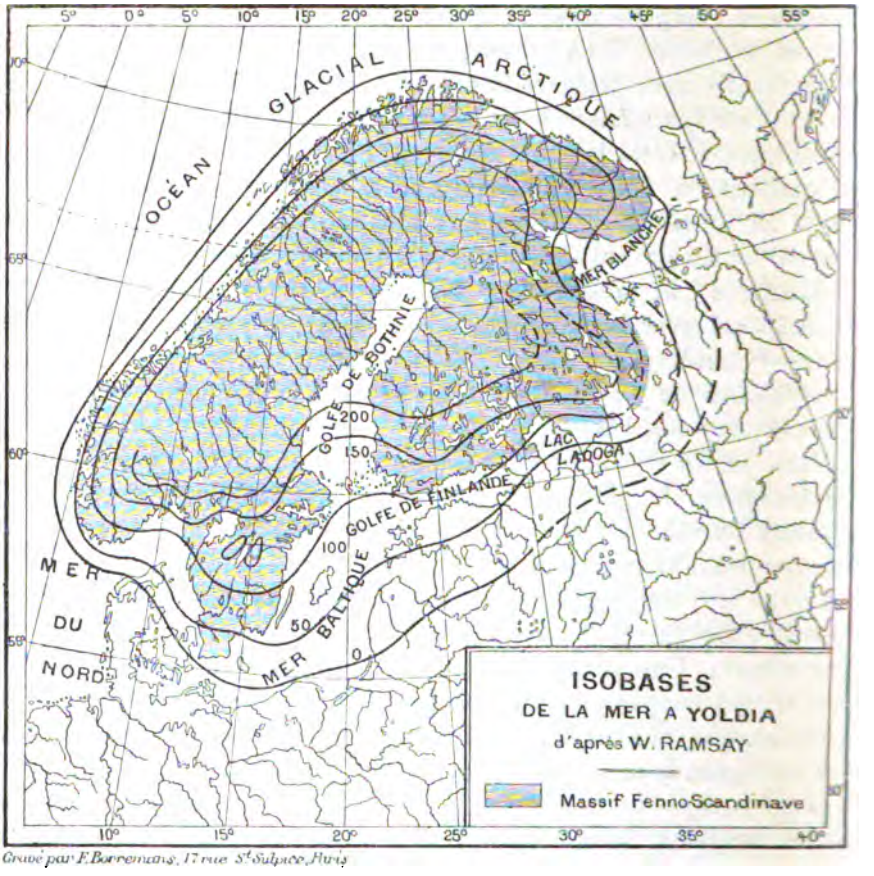


Fig. 193. — Isobases de la mer à *Yoldia* autour du massif Finno-Scandinave (d'après W. Ramsay, figure extraite de la *Revue générale des Sciences*).

dans la Laponie russe, elles ne se rencontrent guère au-dessus de 20 m; dans le centre du massif, l'isobase de 75 m de la mer à Littorines correspond presque exactement comme emplacement à l'isobase de 200 m de la mer à *Yoldia*, et l'on constate, d'une manière générale, une grande conformité dans le contour des isobases des deux transgressions marines de la fin du Quaternaire.

On ne peut manquer d'être frappé du parallélisme qui existe entre le tracé de ces isobases et le pourtour du massif Finno-Scandinave.

Les transgressions et les régressions de la mer quaternaire du Nord de l'Europe sont donc dues à des oscillations négatives et positives de cette aire de surélévation. L'hypothèse des oscillations lentes du sol se trouve confirmée, quoique sous une forme bien différente de celle que lui donnaient les anciens auteurs. Son application à la Scandinavie par Bravais dès 1842 était pleinement justifiée [16].

Quant au mécanisme de ces oscillations verticales du massif Finno-Scandinave, diverses interprétations en ont été proposées. Celle de E. v. Drygalski est particulièrement ingénieuse [14]. Cet auteur part du principe parfaitement exact qu'une calotte glaciaire a dû refroidir la surface du sol de la masse continentale qu'elle recouvrait, tandis que la fusion du glacier permettait à nouveau à l'action des rayons solaires de réchauffer la surface abandonnée par la glace. Il suppose que le réchauffement a été suffisant pour donner lieu à une dilatation de toute la masse continentale, qui aurait eu pour conséquence un soulèvement. Même en supposant que la dilatation ait été suffisante pour rendre compte de soulèvements comparables à ceux qu'a subis à plusieurs reprises le massif Finno-Scandinave, il n'est guère possible de souscrire aux conclusions de Drygalski, car elles sont en contradiction avec les faits observés. La fusion du glacier n'a, en effet, pas coïncidé avec un soulèvement du massif, mais bien avec un affaissement, qui se traduit par une invasion marine. Une région recouverte par une mer dont la température était aussi basse que celle de la mer à *Yoldia* ne peut se dilater sous l'action des rayons solaires.

On a supposé aussi que c'était le poids de la glace qui avait donné lieu à l'affaissement du massif, mais là encore les faits sont contraires à une pareille interprétation. L'affaissement s'est produit à mesure que le glacier fondait, tandis qu'il aurait dû commencer à se faire sentir au moment où le glacier progressait. *Il n'est pas la conséquence de la fusion, il en est la cause.*

La cause des oscillations verticales du massif Finno-Scandinave semble devoir être cherchée dans des mouvements de l'écorce terrestre qui sont en relation avec les phénomènes de diastrophisme. Nous avons vu déjà que le massif Finno-Scandinave était une aire de surélévation, c'est-à-dire une région où les axes de toute une zone de plissements se trouvent portés à une altitude supérieure à celle qu'ils occupent dans d'autres parties de la même zone, dans les aires d'ennoyage. Ici l'aire d'ennoyage est la mer du Nord, les aires de surélévation sont les massifs anciens de la Grande-Bretagne et le massif Finno-Scandinave (chap. XIV, p. 213).

Nous devons admettre que les aires de surélévation sont affectées d'oscillations tantôt positives, accentuant la surélévation et donnant lieu à une émersion; tantôt négatives, se traduisant par une invasion marine. L'histoire géologique du massif Armoricain, du Plateau Central, de l'Ardenne, etc., qui sont autant d'exemples d'aires de surélévation, alternativement soulevées et affaissées, nous montre que cette conclusion, déduite de l'histoire du massif Finno-Scandinave, peut être généralisée.

Mais alors il y a lieu de se demander si les mouvements des aires de surélévation appartenant à une même zone de plissements sont synchroniques ou s'ils n'ont entre eux aucune corrélation.

Les mouvements postglaciaires du Bouclier Canadien, qui constitue à tous égards l'homologue américain du Bouclier Scandinave, vont nous fournir la réponse.

Après la troisième grande période Glaciaire, la mer a envahi la périphérie de la région précédemment occupée par les glaces. Elle y a déposé des argiles à *Yoldia arctica*, constituant la « Champlain formation » des géologues américains, identiques aux argiles à *Yoldia* de Scandinavie et certainement synchroniques. Comme en Europe, ces couches occupent aujourd'hui des altitudes très variées, attestant un soulèvement postérieur à leur dépôt. G. de Geer [21] a pu tracer au moins partiellement leurs isobases et a montré ainsi que le maximum du soulèvement se trouvait entre la baie d'Hudson et l'estuaire du Saint-Laurent, tandis que l'isobase O passe par Terre-Neuve, la Nouvelle-Écosse, le Massachusets et se tient ensuite au sud de la région des Lacs, c'est-à-dire qu'elle suit le bord du Bouclier Canadien, exactement comme en Europe la même isobase marque le pourtour du massif Finno-Scandinave. Il ne peut donc y avoir de doute que les deux aires de surélévation ont eu simultanément des oscillations dans le même sens et que, dans les deux cas, les mouvements ont été exactement de même nature. C'est évidemment une même loi qui les régit.

L'étude des déplacements quaternaires ou récents des lignes de rivage ne nous permet pas d'aller plus loin. En revanche, celle des transgressions et régressions des périodes géologiques antérieures au Quaternaire nous fournit des documents d'où peuvent être déduites les lois qui président à ces mouvements.

Loi des transgressions et des régressions. — On a vu plus haut que les transgressions ne sont ni universelles, ni localisées dans un hémisphère, ni confinées soit aux régions polaires, soit aux régions équa-

toriales. Hébert [22] avait remarqué depuis longtemps le contraste qui existe entre la série sédimentaire du Nord de l'Europe et celle du Midi, les lacunes dans l'une des régions étant comblées dans l'autre par un terme marin correspondant. Ainsi, tandis que, dans le bassin de Paris, la mer avait fait place à des lagunes à l'époque du Gypse, elle s'avançait au sud et pénétrait dans les Alpes. Puis, lorsque, à l'époque des sables de Fontainebleau, la mer s'étendait à l'Allemagne du Nord, elle se retirait des Alpes, pour s'arrêter dans le golfe du Vicentin.

A. de Grossouvre a généralisé plus tard cette constatation en formulant la règle suivante : « On vérifie qu'à une phase positive dans une région correspond une négative dans une autre, et l'on peut même établir qu'il existe, à ce point de vue, un contraste constant entre certaines aires de la surface du Globe » [23]. Il ne précise pas davantage. En 1897, Fr. Frech signalait dans les terrains paléozoïques des compensations de même ordre, mais sans faire à ce sujet aucune généralisation.

Par contre, en 1900, l'auteur du présent ouvrage, après s'être livré à une longue enquête sur les transgressions et les régressions marines, était amené à formuler la *loi* suivante [XII, 12] :

Toutes les fois qu'un terme déterminé de la série sédimentaire est transgressif sur les aires continentales, le même terme est en régression dans les géosynclinaux;

Et réciproquement,

Toutes les fois qu'un terme est transgressif dans les géosynclinaux, il est en régression sur les aires continentales.

Ceci revient à dire que les mouvements dans un sens déterminé sont synchroniques sur toutes les aires continentales et que ces oscillations sont compensées par des oscillations de signe contraire dans les géosynclinaux.

Il ne peut être question, pour le moment, de donner la démonstration de cette loi en montrant qu'elle s'applique à tous les termes de la série sédimentaire. Dans la seconde partie de cet ouvrage, on trouvera pour ainsi dire à chaque page des faits qui confirment la loi que nous venons de formuler. Il suffira ici de donner deux exemples qui mettront en évidence, l'un, la compensation d'une transgression sur les aires continentales par une régression dans les régions géosynclinales, l'autre, la compensation de mouvements en sens inverse des précédents.

La transgression mésocrétacée, dont il a déjà été question plus haut, s'étend plus ou moins sur toutes les aires continentales. Elle envahit une grande partie du continent Nordatlantique, sans qu'il

soit possible de préciser les limites de son extension, puisque de grandes surfaces autrefois recouvertes par les dépôts cénomaniens ont été ultérieurement dénudées.

En Europe, la transgression recouvre la Plate-forme Russe, la Bohême, l'Ardenne, le Massif Armoricain, l'Ouest des îles Britanniques, la Meseta Ibérique.

Au sud de l'Atlas, on observe la superposition directe du Crétacé moyen sur les terrains dévoniens et carbonifères du Sahara, de l'Égypte et de l'Arabie. Au Cameroun, au Congo, les termes moyens du Crétacé sont représentés à l'exclusion des termes inférieurs. Il en est de même au Brésil, dans l'Inde péninsulaire, à Bornéo, en Australie et probablement dans une partie de Madagascar.

En même temps que les aires continentales sont envahies par la mer, les régions qui seront à l'époque Tertiaire le siège des plissements alpins, c'est-à-dire les géosynclinaux de l'ère Secondaire, se distinguent par des oscillations en sens inverse, dues sans doute à des mouvements orogéniques, de sorte que les terrains crétacés moyens pourront y faire défaut sur d'assez grandes surfaces, tandis que dans des régions immédiatement adjacentes, qui auront conservé le caractère géosynclinal, la succession des dépôts crétacés pourra être continue du haut en bas de la série, avec le faciès bathyal. C'est le Turonien qui, marquant le maximum de la transgression sur les aires continentales, manquera le plus souvent dans les régions plissées. Le Cénomanien pourra aussi faire défaut, soit localement, soit dans toute une chaîne, plus rarement l'Albien.

Dans la chaîne des Alpes, on a souvent signalé l'absence de l'Albien, du Cénomanien ou du Turonien, le Sénonien reposant alors directement sur l'Albien ou même sur le Crétacé inférieur. En Algérie, en Tunisie, l'absence du Turonien a été souvent constatée. Au Caucase, le Cénomanien et le Turonien sont à peine représentés et manquent complètement en beaucoup d'endroits. En Californie, le Sénonien semble reposer directement sur le Cénomanien. Dans les Andes on a mentionné expressément l'absence du Cénomanien et du Turonien, dans des régions où, par contre, l'Albien et le Sénonien existent.

La régression néojurassique est connue depuis longtemps dans les régions de l'Europe occidentale qui correspondent à l'emplacement de l'ancienne chaîne Armoricaine-Varisque. Elle se manifeste par un régime lagunaire succédant au régime marin, ou par un retrait complet des eaux. Dans l'Inde péninsulaire, en Australie, sur les bords du Bouclier Canadien, le Jurassique terminal fait défaut, alors que des termes plus anciens du système sont représentés.

Dans les géosynclinaux, par contre, et en particulier dans le géosynclinal dauphinois, il y a souvent passage insensible du Jurassique au Crétacé, si bien que l'on a été longtemps fort embarrassé pour établir une limite de systèmes au milieu d'une série concordante de couches vaseuses à Céphalopodes. En d'autres points, les termes moyens du Jurassique font défaut et les couches néojurassiques reposent directement soit sur le Lias, soit même sur le Trias, et supportent en concordance le Crétacé inférieur. Cette transgression néojurassique a été signalée en divers points des Alpes, en Grèce, en Tunisie, en Californie, dans les Andes, en Nouvelle-Zélande, etc., en un mot dans les régions géosynclinales, jamais sur les aires continentales.

Mouvements orogéniques et épirogéniques. — Les mouvements du fond des géosynclinaux, qui aboutissent souvent à la formation d'un géanticlinal médian ou à un resserrement de la dépression, peuvent être considérés comme le prélude de la formation des plissements qui naîtront sur l'emplacement des géosynclinaux.

Ils se produisent en général parallèlement à l'axe du géosynclinal et dans la direction des plissements ultérieurs.

Ils peuvent être assimilés aux *mouvements orogéniques*.

Les oscillations verticales des aires continentales sont d'une tout autre nature, elles ne peuvent pas être directement assimilées aux mouvements orogéniques. G. K. Gilbert les a désignées sous le nom de *mouvements épéirogéniques*[1], ou mieux *épirogéniques*, et J. Le Conte considérait la recherche de leur cause comme le problème le plus inexplicable de la Géologie, comme un problème que « le moindre rayon de lumière n'est encore venu éclairer » [24].

Pourtant, si l'on compare le Bouclier Scandinave au Bouclier Canadien, on est amené à les envisager, l'un aussi bien que l'autre, comme des aires de surélévation. Le Bouclier Canadien est en quelque sorte le noyau du continent Nordaméricain actuel, et il faisait aussi partie intégrante de l'ancien continent Nordatlantique. Les mouvements épirogéniques peuvent donc être considérés comme des oscillations verticales des aires de surélévation, qui ont leur contre-coup dans les aires d'ennoyage voisines.

Lors des transgressions sur les aires continentales, la mer pénètre d'abord dans les aires d'ennoyage, il se produit ce que Penck appelle une *ingression;* puis, lors du maximum de transgression, elle s'étend

1. De ἤπειρος, continent.

également sur les bords des aires de surélévation, quelquefois même sur toute leur surface, en même temps que, dans l'aire d'ennoyage, la profondeur diminue. Si l'on assimile un continent à un groupe d'aires de surélévation, séparées par des aires d'ennoyage, on voit pourquoi il peut être envahi, tantôt partiellement, tantôt entièrement, par une transgression marine.

Les continents ne sont autre chose que les parties surélevées des anciennes zones de plissement, mais cette surélévation est discontinue, les faisceaux de plis présentant des maxima et des minima dans l'altitude de leurs axes. Marcel Bertrand a montré [XV, 16] que les surélévations se produisaient suivant des lignes orthogonales par rapport aux directions principales des plissements, mais il considérait à tort ces dernières comme circumpolaires et les directions transversales comme méridiennes, alors que les zones de plissement sont essentiellement sinueuses et que les surélévations transversales peuvent prendre par rapport aux méridiens une direction quelconque. Marcel Bertrand considérait en outre le « plissement orthogonal » comme synchronique du plissement principal, alors qu'il est toujours postérieur, comme le montrent les données que nous possédons sur l'histoire des chaînes de montagnes.

Les zones de plissement adjointes aux anciens noyaux continentaux sous la forme de chaînes de montagnes peuvent présenter à la fois des mouvements orogéniques posthumes, parallèles à la direction des plis anciens, et des mouvements épirogéniques, sous la forme de surélévations transversales à cette direction. Par contre, les géosynclinaux, qui entourent les aires continentales, ne sont pas segmentés et leurs mouvements, précurseurs des mouvements orogéniques qui donneront naissance à la future chaîne, sont exclusivement longitudinaux. Les mouvements des aires de surélévation et ceux des géosynclinaux ont donc lieu, en général, suivant des directions orthogonales; mais nous savons déjà qu'ils sont complémentaires; la loi des transgressions et des régressions peut dès lors s'énoncer également sous la forme suivante :

Les mouvements orogéniques sont accompagnés de mouvements épirogéniques contemporains, de direction généralement orthogonale, mais de signe contraire.

C'est là un résultat[1] qui découle de la synthèse des faits d'obser-

1. Lœwinson-Lessing [25] et surtout Karpinsky [26] ont montré qu'en Russie les mers anciennes occupent des dépressions dont l'axe est *alternativement* dirigé dans le sens des méridiens et dans le sens des parallèles. Cette constatation montre avec évidence que, contrairement à l'opinion de Marcel Bertrand, les plissements principaux et ce qu'il appelait les plissements transversaux ne sont pas du même âge. La généralisation tentée

vation relatifs à la répartition géographique et à la date des transgressions et des régressions marines successives, faits dont l'exposé trouvera sa place dans la partie de cet ouvrage consacrée aux périodes géologiques.

Quant aux *causes* de ces mouvements complémentaires, leur discussion prendra place dans le chapitre suivant.

La théorie qui vient d'être exposée, bien qu'elle ait déjà obtenu des adhésions nombreuses, n'a pas encore rallié l'unanimité des suffrages, mais la grande majorité des géologues attribue aujourd'hui, avec l'école stratigraphique française, avec Lœwinson-Lessing [25], avec Karpinsky [26], avec E. Kayser [0, 4], avec Sir Archibald Geikie [27], les déplacements des lignes de rivage à des mouvements du sol et non à des oscillations du niveau des mers.

---

1. — Rorert Chambers. Ancient Sea-Margins, as Memorials of Change in the relative Level of Sea and Land. Edinburgh, 1848.

2. — L. Quenault. Les mouvements de la mer, ses invasions et ses relais sur les côtes de l'océan Atlantique, etc. 1 br. in-8°, 67 p., 1 pl. Coutances, 1869.

3. — Al. Chévremont. Les mouvements du sol sur les côtes occidentales de la France. 1 vol. in-8°, 479 p., 16 pl. Paris, 1882.

4. — Arturo Issel. Le oscillazioni lente del suolo o bradisismi. Saggio di geologia storica. *Atti della R. Università di Genova*, V, 422 p., 26 fig., 1 carte, 1883.

5. — J. Adhémar. Révolutions de la mer. Formation géologique des couches supérieures du globe. 1 vol. in-8°, 184 p., 4 pl. Paris, 1846.

6. — James Croll. On the physical cause of the submergence and emergence of the land during the Glacial Epoch. *Geol. Mag.*, N. S., dec. 2, I, p. 306-314, 346-353, 1874.

7. — Eduard Suess. Ueber die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1880, p. 171-180.

8. — Albrecht Penck. Schwankungen des Meeresspiegels. *Jahrb. d. geogr. Ges. zu München*, VII, p. 1-70, 1882.

9. — A. Blytt. The probable cause of the displacement of beach-lines. An attempt to compute geological epochs. *Christiania Videnskabs Selskabs Forhandl.*, 1889, n° 1, 75 p., 1 tabl.

10. — Karl Pettersen. The slow secular rise or fall of continental masses. *Geol. Mag.*, N. S., dec. 2, VI, p. 298-304, 1879.

11. — H. Hergesell. Ueber die Aenderung der Gleichgewichtsflächen der Erde durch die Bildung polarer Eismassen und die dadurch verursachten Schwankungen des Meeresniveaux. *Beitr. zur Geophysik*, I, p. 59-132, pl. II, III, 1887.

par Lœwinson-Lessing renferme déjà une grande part de vérité; mais la distinction entre les géosynclinaux et les aires continentales, entre les mouvements orogéniques et les mouvements épirogéniques ne pouvait encore être faite à l'époque où le travail du savant russe fut entrepris.

12. — ERICH VON DRYGALSKI. Die Geoiddeformationen der Eiszeit. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*, XXII, p. 163-280, 16 fig., 1887.

13. — ROBERT SIMPSON WOODWARD. On the form and position of the sea level. *Bull. of the U. S. Geol. Surv.*, n° 48, 88 p., 1888.

14. — ERICH VON DRYGALSKI. Ueber Bewegungen der Kontinente zur Eiszeit und ihren Zusammenhang mit den Wärmeschwankungen der Erdrinde. *Verh. d. VIII^ten Deutsch. Geographentages zu Berlin*, p. 162-180, 1889.

15. — THOMAS F. JAMIESON. On the cause of the depression and re-elevation of the land during the glacial period. *Geol. Mag.*, N. S., dec. 2, IX, p. 400-407, 457-466, 1882.

16. — ÉLIE DE BEAUMONT. Rapport sur un mémoire de M. A. BRAVAIS relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finnark. *C. R. Ac. Sc.*, XV, p. 817-849, 1842.

17. — ROBERT SIEGER. Seenschwankungen und Strandverschiebungen in Skandinavien. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin*, XXVIII, p. 1-106, 393-488, 28 tabl., pl. VII, 1892.

18. — G. DE GEER. Om Skandinaviens geografiska utveckling eft istiden. *Sveriges Geol. Undersökning*, ser. C, n° 161, 160 p., 6 pl., 1896.

19. — WILHELM RAMSAY. Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. *Fennia*, XVI, n° 1, 151 p., 9 fig., 5 pl., 1 carte, 1898.

20. — W. BRÖGGER. Om de semglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet (Molluskfaunan). *Norges geologiske undersögelse*, n° 31, 731 p., 19 pl., 69 fig., 1900, 1901.

21. — G. DE GEER. On Pleistocene Changes of Level in Eastern North America. *Proc. of the Boston Soc. of Nat. Hist.*, XXV, p. 454-477, pl. XXIII, 1892.

22. — ED. HÉBERT. Note sur le terrain nummulitique de l'Italie septentrionale et des Alpes, et sur l'oligocène de l'Allemagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2e sér., XXIII, p. 144, 1866.

23. — A. DE GROSSOUVRE. Sur les relations entre les transgressions marines et les mouvements du sol. *C. R. Ac. Sc.*, CXVIII, p. 301-303, 1894.

24. — JOSEPH LE CONTE. Earth-crust movements and their causes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, VIII, p. 113-126, 1897.

25. — F. LOEWINSON-LESSING. Ueber die säcularen Verschiebungen der Meere und Festländer. *Zapisky Dorpat. Univers.*, p. 81-116, 1893.

26. — A. KARPINSKY. Sur les mouvements de l'écorce terrestre dans la Russie d'Europe. *Annales de Géogr.*, V, p. 179-192, 18 fig., 1896.

27. — ARCH. GEIKIE. Continental elevation and subsidence. *Proc. of the Geol. Soc.*, LX, p. LXXX-CIV, 1904.

V. aussi : 0, 18; 0, 22; XII, 8; XII, 12; XXV, 5; XXIX, 7.

CHAPITRE XXIX

LES THÉORIES OROGÉNIQUES

Sens des mouvements orogéniques. — Mode d'action des poussées tangentielles. — Localisation des phénomènes de plissement. — Résultats acquis. — Les deux hypothèses.

Sens des mouvements orogéniques. — Nous avons admis jusqu'ici, comme une chose presque évidente, que les plissements sont dus à des refoulements latéraux, à des mouvements tangentiels de l'écorce terrestre. Et cependant cette conception, que l'on trouve déjà formulée en 1796 dans les travaux de Saussure, a mis près d'un siècle à s'imposer à la majorité des géologues et à remplacer la théorie qui attribuait les chaînes de montagnes à des soulèvements verticaux.

Depuis Hutton et surtout depuis le moment où Léopold de Buch publia ses idées sur les *cratères de soulèvement*, la plupart des auteurs envisageaient les mouvements orogéniques comme la conséquence des phénomènes volcaniques. On attribuait à l'ascension des matières fluides d'origine interne, voire aux gaz sous pression, le soulèvement des terrains sédimentaires. Les voûtes du Jura elles-mêmes étaient assimilées à des cratères de soulèvement, formés par la poussée verticale de roches volcaniques sous-jacentes. Cependant Constant Prévost, à la suite de ses observations à l'île Julia et dans le Plateau Central, s'élevait dès 1833 contre les théories dont, en France, Élie de Beaumont[1] et Arago étaient les principaux défenseurs. Il considérait les cônes volcaniques comme des accumulations

1. Élie de Beaumont, qui, au moins en ce qui concerne le mode d'action des forces tangentielles, n'avait pu se débarrasser de la conception des cratères de soulèvement, écrivait encore en 1852 [3] :

« Les matières que la compression latérale a forcées à chercher une issue au dehors ont passé à travers la surface auparavant unie du terrain (comme le doigt, pour ainsi dire, à travers une boutonnière), mais en crevant *de bas en haut* les assises superficielles, pour former des intumescences allongées. C'est là, si je ne me trompe, le sens dans lequel on emploie habituellement le mot soulèvement. »

de matières rejetées au dehors et reconnaissait le rôle purement passif des éruptions. « Rien, disait-il, dans les volcans ne montre les résultats d'une force qui aurait commencé par soulever et fracturer le sol sur une grande étendue et une grande hauteur [XVII, 14]. »

Grâce aux efforts de Poulett Scrope, de Lyell, de Fouqué, les théories basées sur le rôle actif des éruptions volcaniques dans les phénomènes orogéniques ne comptent depuis longtemps plus aucun adepte. Cependant la découverte des laccolithes par Gilbert aurait pu leur fournir un nouvel appui, car ces intrusions, on s'en souvient, pénètrent dans les séries stratifiées en soulevant les couches qui les recouvrent. Ces dislocations sont toutefois très localisées et c'est surtout dans les régions tranquilles que l'on rencontre les laccolithes; ou bien, si les couches sont plissées, les faits montrent qu'elles l'ont été après l'intrusion, de sorte que la roche éruptive est plissée exactement comme le serait une roche sédimentaire.

On a attribué aussi, dans les phénomènes orogéniques, un rôle actif aux roches cristallines et cristallophylliennes qui constituent les « massifs centraux » des Alpes et d'autres chaînes analogues. Dans la pensée de certains auteurs, ces massifs seraient arrivés à la surface sous l'action d'une force agissant de bas en haut, ils auraient crevé leur couverture de terrains sédimentaires, en refoulant latéralement ces terrains, qui forment aujourd'hui, de part et d'autre des « massifs centraux », des zones de plissement symétriques.

Alb. Heim [XIV, 4] s'est élevé avec force contre cette manière de voir et il a pu montrer, en même temps que Baltzer, que les terrains cristallophylliens ont été plissés concurremment avec leur couverture sédimentaire et que les roches granitiques qui leur sont associées ont joué dans le plissement un rôle tout aussi passif que les roches volcaniques.

En présence de ces résultats, Ed. Suess nie complètement les *soulèvements* de certaines parties de l'écorce terrestre; les seuls mouvements verticaux dont il admette l'existence sont les *affaissements*. A. de Lapparent [1] a fait ressortir il y a plus de vingt ans ce que cette conclusion avait de trop absolu, et aujourd'hui personne ne met plus en doute les mouvements épirogéniques, c'est-à-dire les oscillations verticales, aussi bien positives que négatives, des masses continentales. Ce sont là de véritables soulèvements; mais ils n'ont rien de commun avec les mouvements orogéniques et l'on a vu dans le chapitre précédent qu'ils sont consécutifs de ces mouvements.

Mode d'action des poussées tangentielles. — Si l'analyse des plissements et leur reproduction expérimentale ne peuvent laisser aucun doute sur le rôle des mouvements tangentiels dans les phénomènes orogéniques, il n'en est plus de même pour ce qui concerne le mode d'action des forces entrant en jeu dans ces mouvements.

Supposons, pour fixer les idées, un fuseau étroit de la surface terrestre limité par deux grands cercles. Si ceux-ci se rapprochent du plan bissecteur de leur angle dièdre, par le jeu de forces dont, pour le moment, il est inutile de définir la nature, le fuseau que nous envisageons sera soumis à une *contraction*, il se trouvera écrasé transversalement par une compression *bilatérale* et le résultat de cet écrasement sera la formation de plissements, dont les axes seront perpendiculaires au sens de la compression.

Si maintenant nous supposons que l'un des grands cercles demeure fixe et que le deuxième s'en rapproche, le fuseau sera également comprimé, il se formera des plis présentant le même alignement, mais la compression sera *unilatérale*.

Supposons enfin que les deux grands cercles soient fixes et que le fuseau ne soit soumis à aucune compression ; ce serait au contraire les masses minérales affleurant dans le fuseau qui, sous l'influence de modifications physiques ou chimiques, augmenteront de volume ; elles subiront une dilatation, une *expansion* et, n'ayant pas la possibilité de s'étendre latéralement, elles se plisseront, tout comme elles l'ont fait dans le cas de la contraction. Les mouvements tangentiels dont on observe les effets dans les couches supérieures de la lithosphère doivent donc être attribués soit à des phénomènes de contraction, soit à des poussées unilatérales, soit à une expansion des matériaux, et le géologue, suivant qu'il appartient à l'une ou à l'autre école, attribuera un rôle prépondérant ou exclusif à l'une ou à l'autre de ces catégories de mouvements. Passons successivement en revue les différentes théories basées sur ces trois modes de plissement possible et voyons pour chacune d'elles quelles sont les causes premières que leurs auteurs ont fait intervenir. Nous ne pourrons opter pour l'une ou l'autre des théories en présence que lorsque nous aurons examiné les conditions de localisation des phénomènes de plissement.

La théorie de la contraction a été entrevue par Élie de Beaumont dès 1829 [2], mais elle a surtout été clairement formulée par cet auteur en 1852 dans sa *Notice sur les systèmes de montagnes* [3], à une époque où elle commençait également à se faire jour en Amérique [5, 6]. L'hypothèse de la contraction n'était pas basée sur des faits observés, mais elle était déduite directement de l'hypothèse de

la diminution graduelle du rayon terrestre sous l'influence du refroidissement, qui est elle-même une conséquence de la théorie de Laplace et suppose la terre à l'état de fusion, recouverte seulement d'une mince enveloppe solide. Voici d'ailleurs les passages les plus caractéristiques dans lesquels Élie de Beaumont a résumé son hypothèse. Il n'est pas facile de les retrouver au milieu de longues considérations géographiques ou mathématiques qui n'ont plus aujourd'hui qu'un intérêt historique.

« Le phénomène *lent et continu* du refroidissement de la terre occasionne une diminution progressive dans la longueur de son rayon moyen, et cette diminution détermine dans les différents points de la surface un mouvement centripète qui, en rapprochant chacun d'eux du centre, l'*abaisse* par degrés insensibles au-dessous de sa position initiale. » [3, p. 1330].

« Il me paraît impossible qu'elle (la croûte solide extérieure) ait jamais pu se soutenir sans appuis. Son poids l'a donc tenue constamment appliquée sur le liquide intérieur. Ce liquide intérieur n'étant plus assez volumineux pour pouvoir la remplir et pour la soutenir partout, si elle avait conservé sa figure sphéroïdale régulière qui correspond à un *maximum de capacité*, elle s'est écartée par degrés de cette figure en se bosselant légèrement. Mais un pareil bossellement ne pouvait avoir lieu sans que certaines parties de l'enveloppe éprouvassent une compression, d'autres une extension. » [3, p. 1237].

« Les chaînes de montagnes correspondent essentiellement aux parties de l'écorce terrestre dont l'étendue horizontale a diminué par l'effet d'un écrasement transversal... Les portions restées intactes de part et d'autre ont cessé d'être liées entre elles d'une manière invariable; elles ont formé comme les deux mâchoires d'un étau dans lequel la partie intermédiaire a été comprimée. » [3, p. 1317].

Malheureusement ces conclusions si nettes, si voisines des doctrines que professent actuellement nombre de géologues, perdirent au moment où elles furent énoncées, une grande partie de leur portée, et cela pour deux raisons : d'une part à cause de l'idée de catastrophe que leur auteur y rattachait, d'autre part parce que É. de Beaumont n'avait pu se débarrasser de la notion des cratères de soulèvement qu'il avait empruntée à Léopold de Buch.

C'est surtout Alb. Heim [XIV, 4] qui a fourni en faveur de l'hypothèse de la contraction des arguments puissants. Il a mesuré la diminution de largeur qu'a subie la chaîne du Jura à la suite du phénomène de plissement et a déduit des chiffres obtenus la diminution

correspondante du rayon terrestre. La largeur actuelle du Jura, de Saint-Claude au lac de Genève, mesurée perpendiculairement à l'axe des plis, est de 16,8 km. Si l'on développe les plis, on obtient une largeur primitive de 22 km. La distance de Saint-Claude au lac de Genève avant le plissement dépassait donc de 5,2 km la distance actuelle et la contraction est environ des 3/4. Des évaluations analogues appliquées au Jura bernois indiquent un raccourcissement des 4/5.

En 1878 Heim évaluait à 120 km la diminution qu'aurait subie la largeur de la chaîne des Alpes du fait de la contraction de l'écorce terrestre. Il est évident que la découverte des nappes de charriage oblige, suivant une nouvelle évaluation de Heim, à doubler tout au moins, ou peut-être même à quadrupler ce chiffre. Il est difficile, dans l'état actuel de nos connaissances, d'évaluer la diminution du rayon terrestre qui correspond à la réduction de longueur d'un grand cercle par les mouvements orogéniques, car le nombre des chaînes qui permettent de faire une évaluation même approchée de cette réduction est des plus minimes.

Les théories orogéniques qui ont pour base l'HYPOTHÈSE DE POUSSÉES UNILATÉRALES sont certainement celles qui depuis longtemps comptent le plus grand nombre d'adeptes. Mais on constate les plus grandes divergences entre les différentes écoles, en ce qui concerne les causes premières de ces poussées.

Nous envisagerons successivement les trois causes principales que l'on a invoquées : les *affaissements*, l'*isostasie* et l'*écoulement des masses superficielles de l'écorce*.

La *théorie des affaissements* est indissolublement liée aux noms de Deluc, Constant Prévost [4], Dana [5, 6] et Suess [7]. Comme la théorie de l'écrasement bilatéral, elle a pour point de départ l'hypothèse du refroidissement graduel du Globe; elle suppose que l'écorce terrestre, n'étant plus soutenue par la masse fluide sur laquelle elle repose, s'effondre graduellement; les voussoirs en voie d'affaissement exercent sur les voussoirs voisins une pression latérale qui détermine par refoulement la formation des plissements. Alors que Deluc expliquait encore les affaissements par l'existence de vastes cavernes souterraines, Constant Prévost [4] en voyait la cause dans la contraction progressive de la planète, en même temps qu'il se trouvait amené à considérer la formation des montagnes comme un phénomène accessoire dans le mouvement général centripète de l'écorce terrestre. Plus tard Dana supposait le fond des grands océans en voie d'affaissement graduel; il en concluait que les conti-

nents sont soumis sur leurs bords à une compression latérale, qui détermine l'établissement d'un géosynclinal, premier stade dans la formation d'une chaîne de montagnes [5, 6; XII, 6]. Enfin, Ed. Suess, dans une admirable synthèse [7; 0, 22], montra le rôle capital joué par les effondrements dans la mise en saillie des reliefs terrestres. Il mit en évidence l'influence de l'avant-pays sur les allures des zones de plissement, les horsts donnant lieu à des déviations dans le tracé des lignes directrices, les dépressions tendant à être recouvertes par les plis couchés et par les nappes de charriage.

Une des idées fondamentales dans l'œuvre de Suess est la notion de la *dissymétrie des chaînes de montagnes*. En général, les plis d'une chaîne sont tous déversés dans la même direction et, lorsque localement le sens du déversement est inverse, on est en présence d'un *plissement à rebours* (*Rückfaltung*), dû encore à la tendance au recouvrement des dépressions. Les zones de plissement où, comme dans les Alpes orientales, le déversement se fait vers les deux bords sont considérées par Suess comme résultant de l'accolement local de deux chaînes complètement distinctes.

La dissymétrie des chaînes de montagnes n'implique pas nécessairement des poussées unilatérales. Les mouvements de descente de deux aires continentales séparées par un géosynclinal peuvent déterminer un écrasement bilatéral de ce géosynclinal, qui se traduira, sur chacun de ses bords, par la formation d'une zone de plissements déversés en sens inverse, vers chacune des aires continentales [XII, 12].

La *théorie de l'isostasie* a pour point de départ des considérations d'un ordre tout différent. Son auteur, Dutton [8], envisage la théorie de la contraction comme « quantitativement insuffisante et qualitativement inapplicable », puisque les forces tangentielles résultant d'un affaissement de la croûte terrestre agiraient également dans toutes les directions et non pas dans une direction unique, en donnant naissance à des bandes étroites composées de plis parallèles. Dutton s'est demandé si des mouvements tendant à donner à la Terre sa figure d'équilibre ne pourraient pas suffire pour expliquer la formation des chaînes de montagnes en dehors de toute hypothèse sur le refroidissement de la planète et sur la constitution de son noyau central. Si la Terre était homogène, sa figure d'équilibre serait un ellipsoïde de révolution rigoureusement géométrique; mais comme elle est hétérogène, comme certaines parties de sa surface sont plus denses, d'autres moins denses, il doit se produire un renflement dans les endroits où s'accumule la matière la moins dense et, au con-

traire, une dépression où s'accumule la matière la plus dense. Dutton propose le nom d'*isostasie* pour la « condition d'équilibre de la figure vers laquelle la gravitation tend à réduire un corps planétaire, qu'il soit homogène ou non ». Si la Terre est suffisamment plastique, elle tendra vers une figure isostatique. Or, les conditions d'équilibre de la surface sont constamment détruites par les cours d'eau, qui enlèvent des matériaux sur les masses continentales, pour les transporter dans les océans, où ils s'accumulent le long des rivages; les continents se trouvent par conséquent déchargés et les rivages surchargés. L'équilibre isostatique peut se rétablir par un déplacement vers les continents de la matière en excès sur les bords des océans. Il doit se produire un véritable afflux des régions surchargées par la sédimentation, vers les régions allégées par l'érosion. La poussée tangentielle correspondant à cet afflux, dirigée du large vers le rivage, déterminerait, dans la région littorale, la formation de plis parallèles, à déversement unilatéral et de direction perpendiculaire au sens de la poussée, plis dont l'ensemble constituerait une chaîne de montagnes.

Enfin, la *théorie de l'écoulement des masses superficielles de l'écorce* suppose elle aussi une force agissant à la manière d'une poussée unilatérale, mais cette force ne mérite plus le nom de force tangentielle, puisqu'elle nécessite, comme condition première, l'existence d'un plan incliné, sur lequel, sous l'action de la pesanteur, les couches glissent en se plissant, de telle sorte que les plis sont déversés dans la direction de la pente. Reyer attribue une grande importance à ce mode de plissement, qu'il a pu reproduire expérimentalement [9]. Hans Schardt va jusqu'à admettre que, sur de très grandes surfaces, les couches peuvent se détacher de leur substratum et glisser, en suivant une pente, de manière à se trouver charriées, à de très grandes distances du lieu où elles se sont déposées, par-dessus des couches plus récentes, sur lesquelles elles viennent reposer en recouvrement. Sans aller aussi loin que Hans Schardt, on peut fort bien admettre que, dans un pli initial rompu par une poussée latérale, le flanc normal puisse être charrié sur de grandes surfaces, dès qu'il aura rencontré des conditions de pente favorables.

La THÉORIE DE L'EXPANSION est certainement une des plus intéressantes parmi celles qui n'ont pas pour point de départ l'hypothèse de la diminution graduelle du rayon terrestre; elle suppose que, si l'on envisage une bande plissée de la surface terrestre, les deux bords de cette bande ne se sont pas rapprochés lors du plissement, mais que ce sont les roches constituant la bande qui ont augmenté

de volume, sans s'étendre latéralement, de manière à se plisser. Il y a un certain nombre de géologues qui attribuent, avec Mellard Reade [10, 11], l'expansion à la dilatation qui résulterait d'une *augmentation de température*. On a vu, dans un précédent chapitre, comment les couches profondes des géosynclinaux subissent nécessairement, sous l'action de la chaleur interne, une grande élévation de température, qui a joué un certain rôle dans les phénomènes de métamorphisme. Si les deux bords du géosynclinal demeurent fixes, il est évident que la dilatation résultant de cette élévation de température aura pour effet un plissement des couches profondes, qui se répercutera jusque dans les assises superficielles et pourra même déterminer la formation de reliefs montagneux.

On peut citer encore pour mémoire les plissements résultant du *gonflement des couches par l'hydratation* de certaines roches telles que l'anhydrite. Il est manifeste qu'il ne peut s'agir ici que de phénomènes tout à fait locaux.

Localisation des phénomènes de plissement. — Une théorie orogénique satisfaisante ne doit pas seulement chercher à expliquer quelles sont les forces sous l'action desquelles se produisent les plissements de l'écorce terrestre, elle doit également mettre en évidence les causes pour lesquelles les plissements naissent dans des régions déterminées, tandis que, dans d'autres, les couches sont restées sensiblement horizontales; en d'autres termes, elle doit donner une explication plausible de la *localisation des phénomènes de plissement*, qui, depuis longtemps, attire l'attention des géologues. Suivant leur nature, les interprétations qui ont été proposées peuvent être classées en plusieurs groupes.

Un premier groupe comprend les théories orogéniques qui ont pour point de départ la *localisation des dislocations suivant des lignes géométriques* orientées de telle sorte qu'elles constituent sur la sphère un *réseau*.

Réseau pentagonal. — La plus connue de ces théories est sans conteste celle du *réseau pentagonal*, due à Élie de Beaumont [2,3], saluée avec enthousiasme lors de son apparition en 1829, actuellement pour ainsi dire tombée dans l'oubli.

Les chaînes de montagnes étant, dans la théorie de la contraction, les parties de l'écorce terrestre qui ont subi un écrasement transversal, plusieurs chaînons parallèles constituent un *système montagneux*, qui doit son origine à des compressions se produisant suivant une même direction. Élie de Beaumont suppose que les différents

systèmes correspondent à autant de grands cercles moyens ou grands cercles de comparaison, qui se coupent sur la surface de la sphère, de façon à y fixer les sommets d'un dodécaèdre pentagonal inscrit (fig. 194). Aux 15 grands cercles primitifs, il ajoute un certain nombre de cercles auxiliaires, correspondant également à des systèmes de montagnes. Il admet ensuite que tous les soulèvements présentant la même direction sont du même âge et appartiennent au même système et que, d'autre part, tous les systèmes sont d'âge différent et sont dus à des « révolutions », dont les principales ont eu lieu à la limite de deux périodes géologiques. En 1867, il comptait déjà 85 systèmes distincts. Quant à la question de savoir comment la symétrie pentagonale a pu être produite par la contraction progressive de la masse interne du globe, Élie de Beaumont y répond par la remarque que, de toutes les divisions de la sphère en figures égales et régulières, la division en 12 pentagones réguliers est celle qui combine le plus heureusement le plus grand nombre des subdivisions avec la petitesse des contours et qui possède, à cet égard, une supériorité marquée sur la symétrie quadrilatérale et sur toute autre combinaison. Il ajoute qu'on pourrait ne pas chercher à la symétrie pentagonale « d'autre raison d'être que cette régularité même ». Dans la pensée d'Élie de Beaumont, cette symétrie est un fait d'observation indépendant de toute théorie et en particulier indépendant de la théorie de la contraction. Par une singulière ironie du sort, cette théorie, malgré les attaques qu'elle a subies, est restée encore inébranlée; les prétendus faits d'observation, dont elle devait fournir l'interprétation, se sont par contre depuis longtemps évanouis comme un mirage fallacieux.

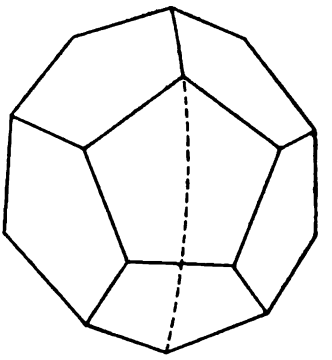


Fig. 194. — Dodécaèdre pentagonal (d'après A. de Lapparent). Le pointillé correspond à un grand cercle passant par deux sommets.

Personne ne songe plus à admettre aujourd'hui qu'une chaîne de montagnes est constituée uniquement par des plis parallèles entre eux et à un « grand cercle de comparaison »; il est au contraire de plus en plus manifeste que les zones montagneuses sont essentiellement sinueuses, comme l'a établi Suess dès 1875 [7]. Les conclusions prématurées d'Élie de Beaumont étaient basées sur une connais-

sance incomplète des régions plissées et sur les cartes insuffisantes de l'époque. De plus, il n'est pas exact que les plis parallèles d'une même chaîne de montagnes soient toujours du même âge et l'on a constaté, dans bien des cas, que les plis sont de plus en plus récents à mesure que l'on se dirige vers le bord de la chaîne. Le système pentagonal ne compte plus actuellement aucun adepte et cependant il a littéralement hypnotisé plusieurs générations de géologues, grâce à la grande autorité scientifique dont jouissait Élie de Beaumont et surtout grâce à la haute situation officielle qu'il occupait.

On a fait également des objections de principe au système pentagonal. La principale réside, d'après A. de Lapparent, dans « l'incompatibilité qui existe, *a priori*, entre la figure de la croûte du globe et celle d'un dodécaèdre pentagonal. Ce solide, bien connu en cristallographie, est caractérisé par l'existence de couples de faces parallèles, qui se correspondent deux à deux, ainsi que les sommets, aux extrémités d'un même diamètre. C'est donc essentiellement une figure *centrée*, et si la forme du globe s'en rapprochait dans ses traits généraux, on devrait voir les saillies continentales, d'une part, et les dépressions océaniques, de l'autre, se répéter de part et d'autre du centre. Or, c'est précisément l'inverse qu'on observe. »

Réseau orthogonal. — Une théorie orogénique particulièrement intéressante a été émise en 1892 par Marcel Bertrand [12, 13], c'est celle du *réseau orthogonal*. Elle a pour point de départ une observation faite longtemps auparavant par Hébert dans le bassin de Paris. La Craie présente dans cette région des plissements suivant deux directions qui se coupent à angle droit. La direction principale prolonge celle des plis paléozoïques du massif Armoricain, et Marcel Bertrand a montré que ce sont ces mêmes plis qui ont rejoué après l'époque Crétacée. La direction transversale est parallèle aux bords ouest et est du bassin, c'est-à-dire aux bords des deux aires de surélévation qui le délimitent. Le mouvement transversal par rapport aux plissements principaux qui a donné naissance au massif Armoricain et aux Vosges a également laissé des traces dans l'aire d'ennoyage intermédiaire, en donnant lieu à un système de plis orthogonaux.

Marcel Bertrand, comme on l'a vu déjà précédemment, a généralisé l'interprétation de ces faits, relatifs au bassin de Paris [XV, 16]. Dans sa pensée, le système des plissements principaux est disposé suivant les parallèles, tandis que le système transversal est orienté suivant les méridiens. Mais ce système orthogonal s'ordonne,

d'après lui, « non pas autour des pôles, mais à peu près autour des pôles magnétiques ».

Ceci revient à dire que les zones de plissement sont à peu près parallèles au bord de l'ancien continent Nordatlantique et que leurs surélévations et leurs ennoyages respectifs se produisent suivant des lignes orthogonales. Il est probable que la même loi préside à la répartition des zones de plissement autour des autres aires continentales, mais actuellement il n'est pas possible d'en donner la démonstration rigoureuse. Dans tous les cas, il ne peut être question d'une disposition s'étendant à tout l'hémisphère nord et encore moins de sa répétition dans l'hémisphère sud. La position des pôles magnétiques semble n'avoir aucun rapport avec celle des points où viennent converger les lignes de chaque système orthogonal.

Système tétraédrique. — Dans ces dernières années, les géologues et les géographes ont beaucoup parlé d'un *système tétraédrique*, conçu d'ailleurs de bien des façons différentes suivant les auteurs qui s'en sont faits les défenseurs [16]. Les premiers, comme Richard Owen et Lowthian Green, avaient surtout en vue l'interprétation de certaines formes géographiques de la surface terrestre et notamment la forme en pointe des trois continents de l'hémisphère sud. Ils supposent qu'en se refroidissant la Terre tend vers une figure géométrique à quatre faces, le tétraèdre, qui, de tous les solides, possède, à surface égale, le plus faible volume. Pour se rapprocher davantage de la forme sphérique, on suppose ce tétraèdre à arêtes courbes et on superpose à chaque face une pyramide à trois ou à six faces très surbaissée; on a alors un tritédraèdre ou un hexatétraèdre à faces courbes, que l'on peut appeler un *tétraédroïde* (fig. 195).

L'hypothèse de la déformation tétraédrique a d'ailleurs pour point de départ un fait d'expérience. D'après Fairbairn, un tube cylindrique qui se déforme par compression tend à prendre une section en forme de triangle équilatéral. On avait conclu qu'une sphère creuse, en se déformant dans les mêmes conditions, devait tendre à prendre une forme tétraédrique. Une ingénieuse expérience de Ch. Lallemand [15] est venue confirmer cette assimilation : un ballon de caoutchouc d'où l'air fut aspiré peu à peu prit une forme voisine de celle du tétraèdre. La même expérience a été répétée avec succès en faisant un vide partiel dans des ballons de verre ramollis par la chaleur.

Les promoteurs du système tétraédrique[1] cherchaient au début à

1. On trouvera un excellent résumé des travaux relatifs au système tétraédrique dans un mémoire récent de Th. Arldt [16]. Les vues personnelles de l'auteur témoignent d'une connaissance et d'une compréhension insuffisantes des données géologiques.

coordonner surtout des traits géographiques, dont la signification devait nécessairement leur échapper, étant donné le peu de développement, à leur époque, des connaissances sur les dislocations de l'écorce terrestre.

C'est à Michel-Lévy [XXI, 2] que revient le mérite d'avoir, le premier, construit un tétraèdre en se basant sur des données géolo-

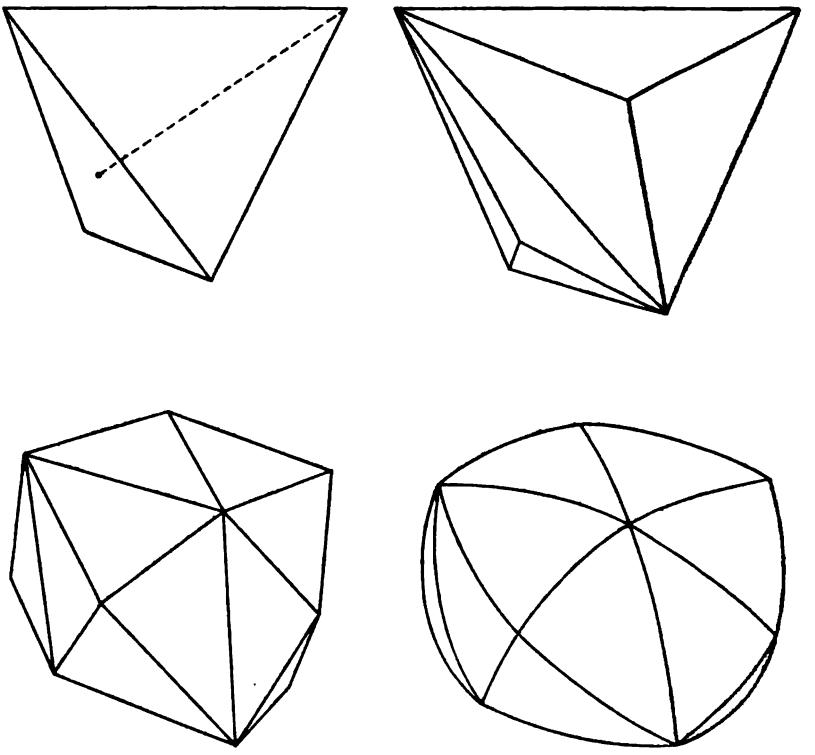


Fig. 195. — Tétraèdre, tritétraèdre, hexatétraèdre et tétraédroïde (d'après A. de Lapparent).

giques précises. Dans un premier travail, il détermine les six grands cercles principaux du système tétraédrique, en partant des lignes tracées sur la sphère terrestre par les centres volcaniques tertiaires et post-tertiaires. Ceux qui suivent les zones de plissement jalonnent les arêtes saillantes.

Les trois arêtes délimitant la face supérieure, plus ou moins perpendiculaire à l'axe de la Terre, sont : 1° la zone des plissements hercyniens, depuis le golfe du Mexique jusqu'en Asie Mineure, en passant par les Alleghanies et par l'Europe centrale; 2° la zone des

plissements alpins, dans l'Asie méridionale; 3° une ligne entièrement immergée dans le Pacifique, reliant le golfe du Mexique aux îles Salomon.

Les trois arêtes méridiennes qui convergent non loin du pôle sud sont données par la Cordillère des Andes, par le fossé éthiopien et par la chaîne orientale de l'Australie.

Chacune de ces arêtes est située sur un grand cercle qui dessine sur chaque face une arête de pyramide; l'ensemble de ces arêtes du tétraèdre et des quatre pyramides à trois faces forme un tritétraèdre. Quelques-unes des arêtes de pyramide, prolongeant des arêtes de tétraèdre, sont remarquables : les Montagnes Rocheuses continuent les Andes; l'Oural est dans le prolongement du fossé éthiopien; l'arc des îles Bonin, du Shishito et du Japon épouse la direction de la chaîne Australienne.

On peut faire au système tétraédrique tel que Michel-Lévy le concevait en 1898 le reproche de se servir, pour la détermination des grands cercles, à la fois des plissements hercyniens, des plissements alpins et de grandes lignes de fracture qui ne correspondent pas à des lignes de plissement, c'est-à-dire de faire intervenir des éléments hétérogènes et d'âge bien différent. Aussi Marcel Bertrand [19], partant de l'idée, d'ailleurs très contestable, que la position des arêtes du tétraèdre sur la sphère a varié d'une période géologique à l'autre, a-t-il construit un système tétraédrique en ne s'occupant que des éruptions actuelles et en joignant par des lignes continues tous les volcans ayant manifesté des traces d'activité depuis l'époque historique. Les lignes obtenues étant sinueuses, Marcel Bertrand les envisageait comme des grands cercles déformés. Ces six grands cercles, en se coupant, dessinent deux tétraèdres opposés par la base, l'un boréal, l'autre austral, d'ailleurs irréguliers tous deux et formant dans leur ensemble une double pyramide trièdre.

« Du coup, objecte très justement A. de Lapparent [20], il devient impossible de déduire cette forme du refroidissement régulier d'une enveloppe sphérique, comme aussi l'opposition nécessaire des deux sommets, ainsi que l'existence du plan de symétrie commun, se montrent en contradiction formelle avec le caractère antipodal des accidents de la surface terrestre. En même temps, le principe d'homogénéité se trouve choqué par la coexistence de deux sortes de sommets, les uns trièdres, les autres à quatre arêtes. »

A. de Lapparent et, après lui, Th. Arldt [16] font d'ailleurs coïncider les trois angles solides de l'hémisphère nord avec le centre de chacun des trois boucliers Canadien, Scandinave et Sibérien, le qua-

trième étant placé au pôle sud et les trois arêtes méridiennes étant déterminées par les lignes axiales des trois continents de l'hémisphère sud, conformément à la conception de Lowthian Green.

Michel-Lévy qui, on l'a vu plus haut, envisage les trois boucliers, non comme des angles trièdres, mais comme les trois faces de la pyramide septentrionale, fait remarquer [XXI, 4] que les grands cercles du tétraèdre doivent servir de charnière aux mouvements de l'écorce terrestre et que, par conséquent, ils doivent se confondre avec les géosynclinaux, sur l'emplacement desquels prennent naissance les zones de plissement. Et il constate, en effet, une remarquable coïncidence avec le tracé des géosynclinaux de l'ère Secondaire, tel qu'il a été donné par l'auteur de ce traité (fig. 37).

Si cette coïncidence n'est pas fortuite, il est nécessaire de substituer à la cassure érythréenne, qui forme l'une des arêtes méridiennes dans le tétraèdre de Michel-Lévy, le géosynclinal de Mozambique, qui lui est grossièrement parallèle. Il faudra s'efforcer également de trouver, sur les trois faces méridionales, des arêtes déterminant des pyramides triangulaires semblables à celle de la face nord[1].

Si maintenant on tient compte du fait incontestable, sur lequel nous reviendrons plus loin, de la complication croissante, au cours des temps géologiques, du tracé des systèmes de montagnes, on jugera qu'il est préférable de construire le tétraédroïde en se basant sur un tracé plus ancien que celui des plissements alpins ou des géosynclinaux qui leur correspondent. On choisira par exemple celui des plissements de la fin des temps paléozoïques, ou un tracé plus ancien encore, qui aura des chances encore plus grandes de se rapprocher beaucoup du tétraèdre primitif. Mais ici on se heurte à des difficultés insurmontables, résultant de l'insuffisance de nos connaissances des plissements calédoniens et huroniens en dehors de l'Europe et de l'Amérique du Nord. On devra surtout renoncer à se servir des lignes de fracture jalonnées par des volcans, qui sont des traits tout à fait secondaires et presque toujours assez récents dans la structure de l'écorce terrestre et sont loin, comme on sait, de posséder tous la même signification tectonique (ch. XXI).

Localisation des zones de plissement sur l'emplacement des géosynclinaux. — Les géologues américains, en particulier James Hall, Dana, Le Conte, ont toujours insisté sur la coïncidence des zones de plisse-

1. Voici ce que dit récemment Michel-Lévy à ce sujet : « En réalité, le tétraédroïde se compose de 12 triangles pyramidaux; mais d'une part la position de l'axe de rotation de la terre donne une importance spéciale à la pyramide septentrionale, comme l'a fait remarquer M. Marcel Bertrand; en outre l'invasion des océans efface une partie des triangles méridionaux » [XXI, 4, p. 583].

ment avec les zones de sédimentation intense ou géosynclinaux. Dans un précédent chapitre (ch. XII), nous avons donné des preuves multiples de cette localisation des mouvements orogéniques et nous avons montré également, par plusieurs exemples, que, contrairement à l'opinion courante, les géosynclinaux ne prennent pas naissance à la limite d'un continent et d'un océan, mais bien entre deux aires continentales. Les exceptions apparentes sont dues, soit à l'effondrement ultérieur d'un continent situé sur l'emplacement de l'océan actuel, comme dans le cas de l'océan Indien; soit à une dépression générale, suivie de submersion, de toute une aire continentale, comme dans le cas du Pacifique. Il est inutile de revenir sur cette démonstration, mais le moment est venu de rechercher les causes de la localisation des zones de plissement sur l'emplacement des géosynclinaux.

La superposition des deux phénomènes dans des zones privilégiées de la surface terrestre est évidemment favorable à la théorie de l'expansion, qui a été résumée plus haut. Il est incontestable que la dilatation, par la chaleur, des strates constituant le fond d'un géosynclinal doit nécessairement amener le plissement de ces couches profondes; mais on a souvent objecté à cette conclusion que la cause n'était pas adéquate aux effets produits. On peut concevoir qu'il s'est formé des plis irréguliers, serrés et de déversement variable, tels que ceux des schistes cristallins; mais il est bien certain que les plis couchés, quelquefois empilés, et les grands charriages, témoignant de refoulements tangentiels d'une extraordinaire intensité, ne peuvent avoir une pareille origine, d'autant plus que ce sont souvent les parties les moins profondes des géosynclinaux qui sont ainsi poussées pardessus les zones d'accumulation intense.

On ne peut pas invoquer en faveur de la théorie de l'expansion l'augmentation d'intensité des plissements avec la profondeur, qui a été en particulier démontrée par Lugeon pour le massif des Bauges, dans les Alpes calcaires de Savoie. Cette plus grande facilité qu'ont les couches à se plisser dans le fond des géosynclinaux tient essentiellement à l'augmentation de leur plasticité avec la profondeur (ch. XV, p. 232).

Si l'on attribue la formation des géosynclinaux, non pas à une descente graduelle sous le poids des sédiments accumulés, mais à une compression bilatérale, il est tout naturel qu'à un moment donné l'écrasement soit assez intense pour qu'il se produise des plis, par exagération du phénomène, et ces plis seront plus accentués en profondeur qu'à la surface. Cette explication ne rend d'ailleurs pas

compte du déversement des plis dans une direction uniforme et du phénomène des grands charriages, ni surtout de la surrection de la chaîne avec ses maxima et ses minima.

Résultats acquis. — La plupart des théories qui viennent d'être exposées renferment une part de vérité; il est certain qu'aucune ne rend compte de la totalité des faits relatifs au diastrophisme qui sont actuellement connus. Avant de conclure, il est nécessaire de récapituler les données sur les phénomènes orogéniques et épirogéniques qui peuvent être considérées comme à peu près définitivement acquises et, en particulier, celles qui sont relatives à la succession dans le temps des diverses phases de plissement et à la répartition géographique des chaînes anciennes et récentes. De telles synthèses ont d'ailleurs été maintes fois entreprises [0, 1, 3, 22, 23; XII, 12; XIV. 14, 17; 7, 21-23], pour le plus grand profit de nos connaissances. Dans les pages qui suivent il sera souvent nécessaire d'anticiper dans une certaine mesure et de considérer comme établis des résultats dont la démonstration ne pourra prendre place que dans la deuxième partie de cet ouvrage.

Les premiers renseignements que nous possédons sur les mouvements de l'écorce terrestre remontent à la période Archéenne, dont les sédiments, presque toujours très métamorphisés, sont universellement plissés et supportent, dans certaines régions, en discordance, les dépôts algonkiens, qui renferment les plus anciens organismes connus. Il y a d'ailleurs eu plusieurs phases de plissement pendant la période Archéenne et pendant la période Algonkienne, dont il est difficile de faire la part respective. Les lignes directrices en sont encore mal connues. Dans leur ensemble, ces mouvements ont donné naissance à ce que l'on a appelé la *chaîne huronienne*. Il serait plus juste de parler de *massifs huroniens*, car ils forment le centre ou en quelque sorte le noyau des anciennes aires continentales. On leur a donné aussi le nom de *noyaux archéens*, mais en leur faisant sur les cartes géologiques une part beaucoup trop large, car on leur a attribué à tort de grandes surfaces de schistes cristallins beaucoup plus récents.

On peut supposer que ces noyaux archéens correspondent aux faces des pyramides du tétraèdre primitif, mais c'est là une pure hypothèse. Ce qui est moins hypothétique, c'est l'existence, dans les intervalles qui les séparent, de très larges géosynclinaux, où les terrains archéens et algonkiens sont concordants entre eux et avec les premiers terrains paléozoïques. Sur l'emplacement de ces géosyn-

clinaux, que l'on pourrait assimiler aux arêtes, aux premières lignes de cassure du tétraèdre, naissent toutes les zones de plissement postérieures à la chaîne huronienne.

La première se forme sur le pourtour de chacun des noyaux archéens et il est probable que, dans chaque cas, une ceinture de plis entoure entièrement le noyau. Ce sont les *plissements calédoniens*, qui commencent au milieu de l'époque Silurienne et se continuent jusqu'au milieu du Dévonien (fig. 68, p. 209).

Nous ne sommes pas encore en état de pouvoir donner, pour chaque aire continentale, la preuve de l'existence de ces mouvements et ce n'est que par analogie que nous sommes en droit de supposer leur généralité. Nous les connaissons à la fois en Europe, au sud des plissements huroniens, et au Sahara [24], c'est-à-dire sur les deux bords du large géosynclinal qui sépare le noyau du continent Nord-atlantique de celui du continent Africano-Brésilien. Dans l'intervalle, c'est-à-dire dans le fond du géosynclinal, les plissements calédoniens ne se sont pas fait sentir, car le Silurien et le Dévonien y sont concordants. Les deux zones symétriques, de part et d'autre de la Méditerranée actuelle, n'ont pas tardé à s'adjoindre aux noyaux archéens, diminuant d'autant la largeur du géosynclinal. Il est difficile de tirer une conclusion générale de la direction vers laquelle sont déversés leurs plis et poussés leurs charriages, car en Écosse ils le sont vers le nord, en Scandinavie vers le sud-est[1] [25], tandis que nous ne savons rien du sens des plissements calédoniens au Sahara.

Une nouvelle période de diastrophisme commence vers la fin de l'époque Carbonifère pour se continuer pendant toute l'époque Permienne. Il se forme des plissements, que, pour la commodité du langage, nous appellerons *hercyniens*, quoique ce terme soit impropre. Ce sont les plissements armoricains et varisques de l'Europe centrale. Ils ont leur pendant dans l'Europe méridionale et dans l'Afrique du Nord (Meseta Ibérique et Marocaine, Sud Oranais). Dans l'intervalle des deux zones, le Carbonifère et le Permien, et souvent le Permien et le Trias, sont concordants. Le géosynclinal continue d'exister, mais il s'est rétréci au bénéfice des deux aires continentales qui le délimitent. Dans l'Europe centrale, les plis hercyniens sont très

1. Le Bouclier Scandinave se composait tout d'abord, comme on le verra plus tard, de deux noyaux archéens, la chaîne des Lofoten et le massif qui forme les deux rives du golfe de Bothnie. C'est dans l'espace compris entre ces deux noyaux que prend naissance la chaîne Scandinave, dont les plis sont refoulés vers le S. E., de manière à s'étaler en une vaste nappe charriée sur le bord du noyau archéen du golfe de Bothnie.

généralement déversés vers le nord, c'est-à-dire de l'axe du géosynclinal vers le continent. On ne peut encore affirmer avec certitude qu'en Afrique ils sont réellement déversés vers le sud, comme cela paraît probable.

En Asie, les *Altaïdes* de Suess sont un homologue des plissements hercyniens d'Europe. Ils entourent le noyau archéen de la Sibérie. Dans l'Amérique du Nord, dans l'Amérique du Sud et en Australie, les anciens noyaux se sont également accrus de toute la largeur des bandes plissées vers la fin du Paléozoïque.

En Europe, les plissements hercyniens ne sont pas toujours parallèles aux plissements calédoniens. Déjà, en effet, ceux-ci ont subi des surélévations transversales, de sorte que ceux-là ont adapté leur tracé à un avant-pays hétérogène. Dans le Sud du Pays de Galles, par exemple, les plissements calédoniens s'enfoncent sous les plissements armoricains, qu'ils coupent sous un angle assez aigu.

L'ère Secondaire est une période où les forces orogéniques n'ont eu qu'une activité très atténuée. Aucune nouvelle zone de plissements ne prend naissance, quoique les discordances soient assez fréquentes, aussi bien dans les géosynclinaux que dans les aires continentales, sans doute en raison d'importants mouvements épirogéniques. Vers le milieu du Tertiaire, il se produit une recrudescence qui se continue jusque vers la fin de l'époque. C'est alors que prennent naissance les *plissements alpins*, dont nous avons précédemment esquissé le tracé (chap. XII). Ils se forment sur l'emplacement des géosynclinaux de l'ère mésozoïque (fig. 37), déjà subdivisés en géosynclinaux secondaires par des noyaux hercyniens et par des crêtes géanticlinales, telles que celle du Briançonnais, qui deviendront l'axe de la nouvelle chaîne et se déverseront en grands plis couchés sur l'un ou l'autre des versants. Du géosynclinal primitif, certaines parties subsistent, qui d'ailleurs constituent des dépressions discontinues; ce sont les fosses actuelles de la Méditerranée, de l'Archipel Malais, de la mer des Antilles et du pourtour du Pacifique.

En Europe, les plis de la *chaîne des Alpes* naissent sur le bord septentrional du géosynclinal; ceux des *Dinarides* [0, 22, t. III], sur le bord méridional. Les Alpes sont déversées vers le nord, c'est-à-dire comme les plissements hercyniens, de l'axe du géosynclinal vers le continent Nordatlantique; les Dinarides le sont vers le sud, c'est-à-dire de l'axe du géosynclinal vers le continent Africain. Momentanément, entre le méridien de Turin et celui de Vienne, les deux chaînes sont en contact immédiat et se sont écrasées l'une contre

l'autre, de sorte que ce segment a été le théâtre des mouvements de charriage les plus intenses qui aient été jamais signalés à la surface de la Terre.

Le tracé des deux chaînes est essentiellement sinueux, il l'est davantage que celui des chaînes hercyniennes, mais il l'est pour la même cause. Les géosynclinaux de l'ère Secondaire et, par suite, les chaînes tertiaires se sont établis sur un fond essentiellement hétérogène, à la fois sur l'emplacement des géosynclinaux primaires et sur les aires d'ennoyage des plissements hercyniens. Ils serpentent ainsi au milieu des aires de surélévation de l'ancienne chaîne, passant sans cesse d'une direction parallèle aux plis principaux à une direction transversale, conformément à ce qu'avait dit Marcel Bertrand [12]. On voit ainsi les plis des Sudètes s'enfoncer sous le Karpates, ceux de la Meseta Ibérique disparaître sous la plaine du Guadalquivir, en regard des plis couchés de la chaîne Bétique.

En dehors des régions méditerranéennes, il n'est pas facile, dans l'état actuel de nos connaissances, d'établir avec certitude l'existence de *chaînes doubles*, comme les appelle Michel-Lévy [XXI, 2], déversées en sens inverse, de l'axe du géosynclinal vers les bords, conformément à ce qui se produit pour les Alpes et les Dinarides. On peut, avec Michel-Lévy, envisager comme telles les Coast Ranges de Californie et les Montagnes Rocheuses et peut-être aussi l'Himalaya et les chaînes du Thibet.

En revanche, les Pyrénées constituent, d'après les recherches récentes de Léon Bertrand, une chaîne simple en éventail, comprimée entre le Plateau Central et la Meseta Ibérique.

En général, en Asie, comme l'a montré Ed. Suess [21; 0, 22, t. III], les plissements sont déversés, non pas vers le noyau continental, vers le continent Sino-Sibérien, mais en sens inverse, vers les profondes dépressions de l'océan Indien et du Pacifique. L'on peut se demander si, *au début* des mouvements orogéniques qui ont donné naissance aux guirlandes de plis entourant l'Asie, des aires continentales ne subsistaient pas sur l'emplacement de ces deux océans.

Dans tous les cas, l'extrême sinuosité est un des traits distinctifs des plissements tertiaires sur toute la surface du Globe, et partout leur tracé est plus compliqué que celui des plissements paléozoïques. C'est ainsi que la rencontre des plissements précarbonifères de la côte orientale de l'Australie avec les plissements tertiaires de la Nouvelle-Guinée peut être rapprochée du plongement des plis carbonifères des Sudètes sous les plis tertiaires des Karpates. Partout les géosyn-

clinaux mésozoïques et les plissements tertiaires ont adapté leur tracé à un fond hétérogène, au lieu de suivre fidèlement l'axe des anciens géosynclinaux, qu'ils ont souvent abandonné pour décrire, sur l'emplacement des aires d'ennoyage des plissements paléozoïques, des boucles comparables à celles des Karpates, de la Méditerranée occidentale et des Antilles, auxquelles il faut ajouter sans doute la courbe qui raccorde les Andes aux terres antarctiques. En même temps, des portions de la chaîne Hercynienne sont remaniées et englobées dans les plissements alpins.

A toutes les époques, les plissements nouvellement formés ont profité, pour y pénétrer, de la présence des aires d'ennoyage, des dépressions de la zone de plissement précédemment formée.

Ainsi l'Oural, rameau dévié des plissements paléozoïques de l'Asie centrale, a pris naissance grâce à une dépression transversale des plissements postarchéens qui antérieurement formaient, comme l'a montré Suess [0, 22], la jonction de l'Europe septentrionale avec le noyau central de la Sibérie. De même, les plissements tertiaires du Portugal, que Paul Choffat a récemment fait connaître, ont profité d'un abaissement des axes de la Meseta. Dans les deux exemples, l'ancienne et la nouvelle direction se coupent presque à angle droit.

Les plissements tertiaires, tout comme ceux des périodes antérieures, ont été, postérieurement à leur formation, affectés de mouvements transversaux, segmentés en aires de surélévation et en aires d'ennoyage [chap. XIV]. C'est même certainement à ces ondulations dans le sens longitudinal que sont dues la mise en saillie des chaînes et la formation de profondes dépressions sur l'emplacement même de la zone de plissement. Ce mécanisme explique fort bien comment le Caucase a surgi entre la mer Caspienne et le détroit de Kertch; comment l'ancienne jonction des plissements de la Crimée méridionale et des Balkans est recouverte par les eaux de la mer Noire; comment la mer Égée a pris naissance par un abaissement transversal des axes des plissements dinariques, accompagné de la surrection des chaînes de la Grèce et de l'Asie Mineure; comment le raccordement des Alpes méridionales et de l'Apennin est aujourd'hui caché sous la plaine du Pô. On pourrait multiplier les exemples, ils ne feraient que confirmer le rôle capital joué par les ondulations longitudinales dans les zones de plissement.

L'histoire des transgressions nous montre que souvent une phase orogénique a été suivie immédiatement par une invasion marine de la région. Il est difficile d'admettre dès lors que le phénomène de plissement a coïncidé avec une surrection de la région plissée et l'on

doit conclure avec James Hall [XII, 4] qu'il s'est effectué en profondeur. L'augmentation de l'intensité des plis à mesure qu'on s'éloigne de la surface conduit d'ailleurs au même résultat.

L'histoire des vallées (chap. XXV) nous a fait attribuer les rajeunissements successifs du profil et la formation de terrasses étagées à des hauteurs décroissantes à un soulèvement par saccades de l'ensemble des massifs montagneux.

La *surrection des chaînes de montagnes*, consécutive au plissement, peut donc être assimilée à la formation des aires de surélévation et des aires continentales. Elle rentre dans la catégorie des mouvements épirogéniques et non, si paradoxale que puisse paraître une pareille affirmation, dans celle des mouvements orogéniques.

Nous avons vu précédemment que la segmentation des zones de plissement est postérieure aux mouvements orogéniques qui ont donné naissance à cette zone. Nous avons vu aussi que les mouvements des divers segments surélevés d'une même zone sont synchroniques et de même signe. L'étude des oscillations du bouclier Scandinave nous a montré les relations qui existent entre les mouvements épirogéniques et les phénomènes glaciaires : les soulèvements entraînant la formation d'une calotte glaciaire qui envahit toute l'aire de surélévation, les affaissements produisant la fonte des glaciers et leur retrait graduel. En généralisant cette déduction, nous pouvons maintenant assigner une cause générale aux phénomènes d'extension et de retrait des glaciers : nous attribuons le synchronisme des phases d'extension glaciaire sur toute la surface du Globe au synchronisme des mouvements épirogéniques positifs.

Cette relation de cause à effet n'avait pas échappé à Le Conte, qui pourtant n'avait pu saisir les rapports existant entre les mouvements orogéniques et les mouvements épirogéniques. Voici ce qu'il écrivait en 1897 [XXVIII, 24] : « Presque tous les changements dans la Géographie physique pendant les temps géologiques, avec les changements dans le climat, dans le caractère et la distribution des formes organiques qui en sont la conséquence, presque tous ces traits de l'histoire de la Terre ont été déterminés par ces mouvements oscillatoires. »

Mais le mécanisme de la segmentation des zones de plissement en aires de surélévation permet encore de comprendre un autre des traits essentiels de la face de la Terre. Si les aires continentales peuvent être assimilées à des aires de surélévation, certaines dépressions océaniques peuvent être comparées à des aires d'ennoyage. L'Atlantique tout au moins affecte ce caractère. En effet, la zone des plisse-

ments archéens subit un ennoyage entre le Labrador et le Nord de l'Écosse; celle des plissements calédoniens, entre l'île de Terre-Neuve et l'Irlande; il en est de même des plissements alpins entre le Vénézuela et le Grand Atlas Marocain; plus au sud, c'est sans doute une dépression des plis qui sépare le noyau archéen du Brésil et celui de l'Afrique centrale, primitivement réunis; et peut-être les plissements paléozoïques de la République Argentine ont-ils leur prolongement au Cap.

Une grande dépression transversale aux plis sépare aujourd'hui le Nouveau-Monde de l'Ancien et constitue pour toutes les zones de plissement qui la traversent une aire commune d'ennoyage. Cette dépression est devenue un géosynclinal et déjà son axe de symétrie est marqué par une ride médiane, vrai géanticlinal, que l'on retrouve dans l'histoire de plusieurs chaînes de montagnes.

Les autres océans ont toutefois un caractère tout différent. L'océan Indien est une dépression formée par effondrement sur l'emplacement du continent Australo-Indo-Malgache. Et ici nous devons nous rappeler ce qui a été dit plus haut du morcellement des continents. Il est inutile de le répéter.

L'océan Arctique est probablement une profonde dépression, qui existe depuis les temps les plus reculés, mais il s'est accru vers l'Atlantique par des effondrements qui ont laissé en saillie le Grœnland, le Spitzberg et la Terre François-Joseph, vestiges du continent Nordatlantique.

Quant au Pacifique, sa bathymétrie nous montre qu'il n'est en réalité autre chose qu'une immense aire convexe de la lithosphère. envahie par les eaux. Bien des faits nous autorisent à croire qu'il formait autrefois un continent, autour duquel a pris naissance une immense ceinture de plissements tertiaires. Cependant nous ne savons presque rien de son histoire ni de sa structure, sinon que les traînées parallèles d'îles alignées sur des crêtes sous-marines donnent bien l'impression de zones de plissement.

Le dogme de la permanence des grandes dépressions océaniques, qui compte encore bien des adeptes, quoique Suess lui ait porté des coups décisifs, ne peut pas prévaloir contre les données de la Géographie zoologique et botanique [XII, 12]. On a cependant objecté aux conclusions qui viennent d'être exposées, la difficulté de loger toute l'eau des mers qui remplit actuellement de profondes dépressions auxquelles nous attribuons une origine récente. On oublie que les continents étaient beaucoup moins étendus qu'aujourd'hui et que des fosses profondes occupaient des emplacements où se dres-

sent maintenant de hautes chaînes de montagnes. L'océan Arctique semble avoir toujours existé et il a pu avoir une profondeur bien supérieure à sa profondeur actuelle. De plus, nous ne savons pas si entre Madagascar, l'Australie et le continent Antarctique ne se trouvait pas également une très profonde dépression.

Les oscillations verticales des aires de surélévation ne se répètent pas indéfiniment. Il vient un moment où la rémission des forces tangentielles favorise leur affaissement et leur morcellement suivant de grandes lignes de fracture. C'est le sort réservé aux aires continentales. Il a été suffisamment question de ces phénomènes et de leurs relations avec le volcanisme dans un chapitre antérieur (ch. XXI), pour qu'il soit inutile d'y revenir ici.

Les deux hypothèses. — Cet exposé sommaire de l'histoire des mouvements orogéniques et épirogéniques à la surface de la Terre nous montre *comment* et dans quelles conditions les phénomènes se sont produits, quelles sont les *lois* par lesquelles ils sont régis. Il nous reste à remplir une tâche plus difficile, celle de rechercher le *pourquoi* des lois; nous devons essayer tout au moins de préciser quels sont les *agents physiques* qui entrent en jeu dans le diastrophisme.

De toutes les causes qui ont été successivement invoquées dans l'explication des mouvements orogéniques, deux seulement peuvent être retenues, la *contraction* et l'*isostasie*. Ce sont les seules qui ne soient pas directement contredites par les données aujourd'hui acquises.

En effet, la poussée au vide suivie d'écoulement vers les dépressions ne peut expliquer qu'un certain nombre de faits locaux; en tant que cause générale, elle est en contradiction avec le déversement constant des plis vers les massifs antérieurement consolidés, c'est-à-dire vers les aires continentales et non vers l'axe des géosynclinaux.

La théorie de l'expansion, si vaillamment défendue par Mellard Reade, supposerait un plissement plus intense dans la région axiale des géosynclinaux que sur les bords de ces dépressions. Or c'est précisément l'inverse qui a lieu. Les zones de plissements prennent naissance symétriquement sur les deux bords des géosynclinaux, tandis que la région axiale reste indemne ou s'accidente d'un géanticlinal médian.

La théorie de la contraction et celle de l'isostasie s'accommodent, par contre, fort bien de la naissance des zones de plissement sur le pourtour des continents, du déversement des plis vers ces continents, du resserrement graduel des géosynclinaux. On a vu plus haut

quelles étaient leurs prémisses. L'une et l'autre ont eu des partisans convaincus; actuellement toutefois la plupart des auteurs se tiennent sur une réserve prudente.

La théorie de la contraction est due à Élie de Beaumont, mais elle a acquis droit de cité en Amérique, grâce aux lances que Dana et Le Conte ont rompues en sa faveur, si bien qu'on l'a appelée quelquefois la « théorie américaine ». La théorie de l'isostasie a été imaginée par l'Américain Dutton; en France, elle a été reprise par Marcel Bertrand, dans une note malheureusement trop succincte [18].

Les partisans de chacune des deux théories reprochent à l'autre de ne pas être adéquate à la grandeur des phénomènes qu'elles ont la prétention d'expliquer; aussi Bailey Willis [XIV, 8] estime-t-il que deux forces, de nature différente, agissant dans le même sens, ne sont pas de trop lorsqu'il s'agit de rendre compte de pareilles dislocations. C'est peut-être dans la combinaison des deux théories de la contraction et de l'isostasie que réside la vérité [XII, 12]. Dans la pensée de Bailey Willis, la contraction aurait fourni la force et l'isostasie aurait déterminé le sens d'une poussée dirigée de la région axiale du géosynclinal vers l'aire continentale. Ainsi s'expliquerait le déversement des plis, partout constaté, vers le bord des géosynclinaux. A la contraction seule serait imputable la formation des géanticlinaux médians et celle des faisceaux de plis à déversement indéterminé. La contraction aurait donné lieu à la première ébauche des géosynclinaux, tandis que l'isostasie aurait facilité leur approfondissement graduel, en raison de l'accumulation des sédiments, qui détermine un excès de pesanteur. En même temps, les aires continentales sont déchargées par les phénomènes de dénudation, et l'équilibre isostatique se rétablit par un soulèvement lent de la région. Mais Le Conte a parfaitement montré [XXVIII, 24], en partant de l'étude des oscillations du Bouclier Canadien pendant l'époque Glaciaire, que l'isostasie ne joue qu'un rôle accessoire dans ces mouvements.

La principale difficulté, dans la recherche des causes physiques des phénomènes de diastrophisme, ne réside pas dans l'interprétation des mouvements orogéniques; on a vu que la contraction et l'isostasie ont parfaitement pu additionner leurs effets. Jusqu'ici aucune explication vraiment satisfaisante n'a pu être donnée des mouvements épirogéniques. On ne peut les attribuer à une tendance au rétablissement de l'équilibre isostatique, qui supposerait d'ailleurs une élasticité de l'écorce que celle-ci ne possède évidemment pas à un degré suffisant. La contraction pouvait être invoquée sans diffi-

culté, tant que les surélévations transversales des zones de plissement, à quoi reviennent les mouvements épirogéniques, pouvaient être considérées comme synchroniques des mouvements orogéniques, et tant que les zones de plissement et les aires de surélévation transversale pouvaient être assimilées respectivement aux parallèles et aux méridiens. Il faut voir évidemment dans ces surélévations les « bossellements lents occasionnés par l'ampleur surabondante de l'écorce », dont parle Élie de Beaumont. Mais cette explication ne serre pas le phénomène d'assez près et elle rend insuffisamment compte du synchronisme des mouvements épirogéniques, révélé par l'étude des transgressions et des régressions marines. Peut-être la théorie de la déformation tétraédrique nous viendra-t-elle un jour en aide, mais elle repose encore sur des bases trop incertaines pour permettre dès à présent une coordination satisfaisante des faits.

Le mécanisme des mouvements orogéniques et épirogéniques commence à être relativement bien connu. La part qui revient dans ces mouvements aux divers agents physiques nous échappe encore en grande partie. Ce n'est que par des approximations successives que nous arriverons à nous rapprocher de la vérité.

---

1. — A. DE LAPPARENT. Conférence sur le sens des mouvements de l'écorce terrestre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3e sér., XV, p. 215-241, 1887.

2. — ÉLIE DE BEAUMONT. Recherches sur quelques-unes des Révolutions de la surface du globe, présentant différents exemples de coïncidence entre le redressement des couches de certains systèmes de montagnes, et les changements soudains qui ont produit les lignes de démarcation qu'on observe entre certains étages consécutifs des terrains de sédiment. *Ann. des Sc. nat.*, XVIII, p. 5-25, 284-416, XIX, p. 5-99, 174-240, 1829-1830.

3. — ID. Notice sur les systèmes de montagnes. 3 vol. in-36, 1143 p., 5 pl. Paris, 1852.

4. — CONSTANT PRÉVOST. Sur la théorie des soulèvements. Observations. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1re sér., X, p. 430, XI, p. 183-203, pl. I, fig. 9-14, 1839, 1840.

5. — JAMES DANA. Geological Results of the Earth's Contraction in consequence of Cooling. *Amer. Journ. of Sc.*, 2d ser., III, p. 176-188, 7 fig., 1847.

6. — ID. A General Review of the Geological Effects of the Earth's Cooling from a state of Igneous Fusion. *Ibid.*, 2d ser., IV, p. 88-92, 1847.

7. — EDUARD SUESS. Die Entstehung der Alpen. 1 vol. in-8°, 168 p., Vienne, 1875.

8. — CL. EDW. DUTTON. On some of the greater problems of physical geology. *Bull. of the Philos. Soc. of Washington*, XI (1888-91), p. 51-64, 1892 (séance du 27 avril 1889).

9. — W. KILIAN. Les essais de géologie expérimentale du professeur Ed. Reyer. *Revue gén. des Sciences*, IV, p. 425-428, 2 fig., 1893.

10. — T. MELLARD READE. The origin of mountain ranges. 1 vol. in-8°, 359 p., 42 pl. London, 1886.

11. — ID. The evolution of earth structure, with a theory of geomorphic changes. 1 vol. in-8°, 342 p., 40 pl. London, 1903.

12. — MARCEL BERTRAND. Sur la déformation de l'écorce terrestre. *C. R. Ac. Sc.*, CXIV, p. 402-406, 1892.

13. — ID. Les lignes directrices de la géologie de la France. *Revue générale des sciences*, 5e ann., p. 665-682, 1 fig., 1894.

14. — J. GOLFIER. Esquisse d'un système orthogonal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e sér., III, p. 449-459, pl. XIV, 1903.

15. — CH. LALLEMAND. Volcans et tremblements de terre, leurs relations avec la figure du globe. *Bull. Soc. Astron. de France*, 1903, p. 213-222, fig. 1-3.

16. — TH. ARLDT. Die Gestalt der Erde. *Beitr. zur Geophysik*, VII, p. 285-326, 5 fig., pl. VII, 1905.

17. — MARCEL BERTRAND. Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. *C. R. Ac. Sc.*, CXIII, p. 213-220, 1 fig., 1900.

18. — ID. Essai d'une théorie mécanique de la formation des montagnes. Déplacement progressif de l'axe terrestre. *Ibid.*, CXIII, p. 291-298, 1 fig., 1900.

19. — ID. Déformation tétraédrique de la Terre et déplacement du pôle. *Ibid.*, CXIII, p. 449-464, 6 fig., 1900.

20. — DE LAPPARENT. Sur la symétrie tétraédrique du globe terrestre. *Ibid.*, CXIII, p. 614-619, 1900.

21. — E. SUESS. Ueber die Asymmetrie der nördlichen Halbkugel. *Sitzb. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math. Naturw. Cl.*, CVII, Abth. I, p. 89-102, 1898.

22. — FEDERICO SACCO. Essai sur l'orogénie de la Terre. 1 broch. in-8°, 51 p., 1 pl. Turin, 1895.

23. — ID. Les lois fondamentales de l'orogénie de la Terre. 1 broch. in-8°, 26 p., 1 pl. Turin, 1906.

24. — ÉMILE HAUG. Sur la structure géologique du Sahara central. *C. R. Ac. Sc.*, CXLI, p. 374-376, 1905.

25. — A. E. TÖRNEBOHM. Grunddragen of det Centrala Skandinaviens Bergbyggnad. *K. Svenska Vetensk. Akad. Handl.*, XXVIII, n° 5, 212 p., 106 fig., 4 pl., 1896.

26. — JOSEPH LE CONTE. On the Structure and Origin of Mountains, with special reference to recent objections to the « Contractional Theory ». *Amer. Journ. of Science*, 3d ser., XVI, p. 95-112, 12 fig., 1878.

27. — ID. Theories of the origin of mountain ranges. *Journ. of Geol.*, I, p. 543-573, 3 fig., 1893.

28. — A. ROTHPLETZ. Ueber die Möglichkeit den Gegensatz zwischen der Contractions- und Expansionstheorie aufzuheben. *Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayer. Akad. d. Wiss.*, XXXII, p. 311-325, 1902.

29. — OTTO AMPFERER. Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, LVI, p. 539-622, 42 fig., 1906.

30. — LUKAS WAAGEN. Wie entstehen Meeresbecken und Gebirge. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanst.*, 1907, p. 99-121.

V. aussi : 0,22; XII, 4-6, 8, 12; XIV, 4, 8, 13-17; XXI, 2, 4; XXVIII, 24.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 1

PREMIÈRE PARTIE

LES PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

CHAP. I. — Le cycle des phénomènes géologiques. 9
— II. — Morphologie générale de la Terre 23
— III. — La vie sur les continents 32
— IV. — Provinces botaniques et zoologiques 46
— V. — Caractères physiques du milieu marin 63
— VI. — Les conditions d'existence des êtres marins 71
— VII. — Distribution géographique des êtres marins. 85
— VIII. — La formation des sédiments 95
— IX. — La diagénèse 112
— X. — Les combustibles minéraux 128
— XI. — Les faciès 144
— XII. — Les géosynclinaux et les aires continentales 157
— XIII. — Le métamorphisme 172
— XIV. — Les plissements 193
— XV. — Déformations intimes des roches dans les mouvements orogéniques 224
— XVI. — Mouvements verticaux de l'écorce terrestre. 237
— XVII. — Les éruptions volcaniques. 251
— XVIII. — La structure des appareils éruptifs. 261
— XIX. — Fumerolles et sources thermales 280
— XX. — Structure et composition des roches d'origine interne. 294
— XXI. — Distribution géographique des volcans. Théories du volcanisme 313
— XXII. — Les tremblements de terre 331

CHAP. XXIII. — Les eaux souterraines 332
— XXIV. — Action des agents atmosphériques. 371
— XXV. — Action des eaux courantes. 406
— XXVI. — Les glaciers. 437
— XXVII. — Les actions littorales. 472
— XXVIII. — Les déplacements des lignes de rivage 491
— XXIX. — Les théories orogéniques 511

612-06. — Coulommiers. Imp. PAUL BRODARD. — 11-67.

LIBRAIRIE ARMAND COLIN, rue de Mézières, 5, PARIS

La Face de la Terre (*Das Antlitz der Erde*), par Ed. SUESS, ancien professeur de géologie à l'Université de Vienne, traduit de l'allemand et annoté sous la direction de Emm. de MARGERIE, avec une préface par MARCEL BERTRAND, de l'Académie des Sciences :

Tome I. — **Les Montagnes**. In-8° (3e Tirage) de xv-835 pages, avec *2 cartes en couleur* et *122 figures*, dont 76 exécutées pour l'édition française, broché . . . . . 20 fr.

Tome II. — **Les Mers**. In-8° de 878 pages, avec *2 cartes en couleur* et *128 figures*, dont 85 exécutées pour l'édition française, broché . . . . . 20 fr.

Tome III. — **La Face de la Terre** (1re Partie). In-8° de xii-530 pages, avec *3 cartes en couleur* et *94 figures*, dont 67 exécutées pour l'édition française, broché . . . . . 15 fr.

(*Le Tome III et dernier comprendra deux parties.*)

Les Tremblements de Terre. *Géographie séismologique*, par F. de MONTESSUS de BALLORE, ancien élève de l'École Polytechnique, avec une préface de A. de Lapparent, membre de l'Institut. Un vol. in-8° de 500 pages, *89 cartes et figures* dans le texte, *3 cartes hors texte*, broché. 12 »

(*Ouvrage couronné par la Société de Géographie de Paris.*)

L'Architecture du Sol de la France. *Essai de géographie tectonique*, par le Commt O. BARRÉ. Un volume in-8°, *189 figures* dont *31 planches hors texte*, broché . . . . . 12 fr.

(*Ouvrage couronné par la Société de Géographie de Paris.*)

La Science géologique : *ses Méthodes, ses Résultats, ses Problèmes, son Histoire*, par L. de LAUNAY, ingénieur en chef des Mines, professeur à l'École supérieure des Mines. Un volume in-8° de 752 pages, avec *53 figures* dans le texte et *6 planches hors texte* en noir et *en couleur*, broché. . 20 fr.

Relié demi-chagrin, tête dorée. . . . . 25 fr.

Atlas général Vidal-Lablache, historique et géographique, par P. VIDAL de la BLACHE, membre de l'Institut, professeur de géographie à la Faculté des Lettres de l'Université de Paris. *420 cartes et cartons en couleur*. Index alphabétique de *46.000 noms*. Un volume in-folio, relié toile. . . 30 fr.

Avec reliure amateur . . . . . 40 fr.

(*Ouvrage couronné par la Société de Géographie de Paris.*)

Annales de Géographie (*16e Année*), publiées sous la direction de P. VIDAL de la BLACHE, L. GALLOIS et Emm. de MARGERIE, assistés d'un Comité de patronage; paraissant les 15 janvier, 15 mars, 15 mai, 15 juillet, et 15 novembre. (Les Abonnés reçoivent gratuitement la *Bibliographie géographique annuelle* qui paraît le 15 septembre.)

ABONNEMENT ANNUEL (*de Janvier*) :

France, Algérie, Tunisie. . . . . 20 fr. | **Colonies et Union postale**. . . . 25 fr.

Chaque numéro, avec *cartes*, 4 fr. — *Bibliographie* de l'année courante, 5 fr.

Bibliographies annuelles, parues depuis 1893, sauf celle de 1896, épuisée. Chacune. 10 fr.

Les *Annales de Géographie* forment, chaque année, un fort volume in-8°, avec *cartes en noir et en couleur*, croquis et gravures. Prix de chaque volume, broché . . . . . 20 fr.

(La 1re année est incomplète (le n° 3 étant épuisé), les 6e, 7e, 8e et 12e années ne sont pas vendues séparément.)

Première Table décennale des *Annales de Géographie* (1891-1901). In-8°, broché. . . . . 4 fr.

Paris. — Imp. E. Capiomont et Cie, rue de Seine, 57. (N° 635)

551